



**Universidad Nacional Autónoma de México
Posgrado de Ciencias de la Tierra
Instituto de Geología**

**Dinámica de la vegetación de la subcuenca de Sayula entre
los 51,000 y 6,000 años cal. AP**

TESIS

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
MAESTRÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

Presenta:

Erandi Tzayani Rodríguez-Pérez

Tutora:

**Dra. María del Socorro Lozano-García
Instituto de Geología**

Jurado examinador:

**Dr. Lorenzo Vázquez-Selem (Instituto de Geografía, UNAM)
Dr. Gabriel Vázquez Castro (ENES Unidad Morelia, UNAM)
Dra. Elsa Arellano Torres (Facultad de Ciencias, UNAM)
Dra. Blanca Lorena Figueroa Rangel (Universidad de Guadalajara)**

**Ciudad Universitaria, CD. MX.
Junio del 2018**



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos Académicos

Al Programa del Posgrado en Ciencias de la Tierra y al Instituto de Geología por permitirme continuar con mi formación académica.

Al programa de CONACYT por el apoyo financiero durante la maestría y al Programa PAEP por el apoyo brindado durante mi estancia de investigación.

A mi tutora por acompañar mi proceso de aprendizaje y compartir sus conocimientos en todo momento.

A los miembros del comité académico y jurado que enriquecieron el trabajo de investigación. Gracias por el tiempo prestado, y el conocimiento y sugerencias dadas.

Agradezco a la Universidad de Nottingham y a la Dra. Sarah Metcalfe por toda la información brindada y por permitirme el procesamiento de muestras dentro de las instalaciones de la Universidad. Gracias por hacer mi estancia de investigación tan agradable y enriquecer mi formación académica.

A la Dra. María Susana Sosa por las facilidades en el proceso de laboratorio y observación en el microscopio.

ÍNDICE

Listado de figuras.....	I
Listado de tablas.....	III
Resumen.....	VI
1. Introducción.....	2
2. Planteamiento del Problema.....	4
2.1 Preguntas de investigación.....	4
2.2 Objetivos.....	4
Objetivo general.....	4
Objetivos particulares.....	4
3. Marco Teórico.....	6
3.1 El uso de palinomorfos en las reconstrucciones paleoambientales.....	6
3.2 Estudio de las partículas de carbón.....	6
3.2.1. Fuego.....	6
3.2.2 ¿Qué son las partículas de carbón?.....	7
3.2.3 El estudio de las partículas de carbón en las secuencias sedimentarias.....	7
3.3 Variabilidad climática.....	9
3.3.1 Estadios Isotópicos Marinos (MIS).....	9
3.3.2 Eventos Heinrich (H).....	10
3.3.3 Último Máximo Glacial (LMG).....	11
3.4 Factores del clima moderno en Sayula.....	12
3.4.1 Zona Intertropical de Convergencia (ITCZ).....	13
3.4.2 Sistema Monzónico Norteamericano.....	14
3.4.3 El Niño Oscilación del Sur (ENSO).....	16
4. Antecedentes.....	18
4.1 Registros paleoambientales en el centro de México.....	18
5. Sitio de estudio.....	20
5.1 Ubicación Geográfica y delimitación de la subcuenca.....	20
5.2 Geología.....	20
5.3 Clima.....	23
5.4 Vegetación.....	25
6. Métodos.....	28
6.1 Análisis palinológico.....	28
6.1.1 Extracción de palinomorfos.....	28
6.1.2 Conteo e identificación de palinomorfos.....	29
6.1.3 Diagramas polínicos.....	29
6.2.1 Extracción de partículas carbonizadas.....	30
6.2.2 Separación del material carbonizado.....	30
6.2.3 Concentración de las partículas carbonizadas.....	30
6.3 Establecimiento de gradientes ambientales.....	31

7.	Litología y modelo de edad del núcleo Say-07-01	33
7.1	Litología.....	33
7.2	Modelo de Edad	33
7.3	Indicadores geoquímicos del núcleo Say-07-01	35
8.	Resultados.....	38
8.1	Análisis palinológico	38
8.1.1	Zonas polínicas del registro regional	38
8.2	Concentración de las partículas de carbón.....	52
8.3	Análisis Estadísticos (DCA y CCA).....	53
8.3.1	DCA de la Vegetación Regional.....	53
8.3.2	CCA de la Vegetación Regional.....	57
8.3.3	DCA del conjunto Local	60
8.3.4	CCA del conjunto local.....	62
9.	Discusión	65
9.1	Reconstrucción paleoambiental de la subcuenca del lago de Sayula durante el último ciclo Glacial-Interglacial	65
9.1.1	Reconstrucción paleoambiental durante el MIS 3 (59,400-27,800 años cal. AP)	65
9.1.2	Reconstrucción paleoambiental durante el MIS 2 (27,800-11,700 años cal. AP)	70
9.1.3	Reconstrucción regional durante el MIS 1 (11,700 a los 1,000 años cal. AP)	73
9.2	Eventos de incendios en la cuenca del lago de Sayula	75
9.3	Contexto paleoclimático y paleoambiental en el centro de México en el último ciclo Glacial-Interglacial	76
9.3.1	Contexto paleoclimático y paleoambiental del centro de México durante MIS 3	76
9.3.2	Contexto paleoclimático y paleoambiental del centro de México durante MIS 2.....	81
9.3.3	Contexto paleoambiental del centro de México durante MIS 1	84
9.4	Respuesta paleoambiental en la cuenca de Sayula en el marco de la Variabilidad Climática del Último Ciclo Glacial-Interglacial.....	85
10.	Conclusiones.....	90
10.1	Reconstrucción de las condiciones paleoambientales en la subcuenca de Sayula.....	90
10.2	Eventos de incendio en la subcuenca de Sayula	92
10.3	Contexto paleoclimático de la FVTM.....	93
10.4	El registro de Sayula en el contexto paleoclimático global	94
11.	Bibliografía	96
Anexos	105
A.1	Vegetación moderna de la subcuenca del lago de Sayula.....	105
A.2	Registros paleoambientales de la FVTM.....	107

Listado de Figuras

	Páginas
Figura 1. Trabajos paleoambientales realizados en distintos lagos de la FVTM considerando los indicadores que fueron usados (recuadro de abajo) y el periodo de tiempo que abarca cada una de las secuencias sedimentarias en ka (miles de años AP). Los sitios se encuentran acomodados según su ubicación con un vector que va del occidente al oriente de la FVTM. El primer rectángulo indica la duración de los MIS 1, 2 y 3. El rectángulo que corresponde a la subcuenca de Sayula se divide en dos secciones. La sección de color ocre representa la sección del núcleo que fue recuperada por la Dra. Metcalfe y su equipo, pero que no fue analizada en la presente investigación. En el caso de los trabajos de Castillo y colaboradores (2017) y Almeida-Lenero y colaboradores (2005) se presenta el periodo que cubre cada uno de los registros que conforman el trabajo final.	19
Figura 2. Ubicación del lago de Sayula en el Estado de Jalisco al occidente del Eje Volcánico Transmexicano. A la izquierda resaltado en verde se encuentra el Estado de Jalisco, que se encuentra en la vertiente del Pacífico. En la imagen de la derecha, con un punto rojo se muestra la posición en la que se extrajo el núcleo Say-07-01 al norte del lago. Se presenta, además, la ubicación de las estaciones meteorológicas de Amacuetla (Am); Atoyac (At) y Gómez Farías (GF) del Servicio Meteorológico Nacional.	21
Figura 3. Delimitación de la cuenca hidrológica, sus afluentes y la posición del lago de Sayula realizado en el programa Arc GIS 10.1 con las cartas del modelo digital de elevaciones 1:50,000 del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI).	22
Figura 4. Climatogramas contruidos con las normales climáticas de las tres estaciones del Servicio Meteorológico Nacional que se encuentran dentro de la subcuenca del lago de Sayula.	24
Figura 5. Litología del núcleo Say-07-01. Los pentágonos muestran las profundidades en las que se tomaron las muestras para su datación con ^{14}C y con círculos las muestras datadas con luminiscencia. Se puede observar la presencia de arcillas y arcillas limosas, así como distintas capas de tefras (S. Metcalfe, comunicación personal, 2016).	33
Figura 6. Modelo de edad para el núcleo Say-07-01 calculado con el software Bacon con base en 17 fechas (S. Metcalfe, comunicación personal, 2016).	35
Figura 7. Diagrama de porcentaje de los taxa terrestres. <i>Pinus</i> se encuentra como una tasa de los granos de polen de <i>Pinus</i> /Polen regional. Se muestran las cinco zonas polínicas establecidas con ayuda del método CONISS entre 51,480-18,320 años cal. AP. Imagen realizada con TILIA 2.0 y TGView (Grimm, 1992).	41
Figura 8. Diagrama de la concentración polínica regional (granos de polen/g) entre 51,480-6,640 años cal. AP para el registro del lago de Sayula. En la curva del polen regional se puede observar una curva color ocre que facilita la visualización de los cambios en la depositación del polen. Z0 hace referencia a la zona cero. Imagen realizada con TILIA 2.0	42

y TGView (Grimm, 1992).

Figura. 9. Registro del conjunto local de la secuencia Say-07-01, se muestra la concentración de los PNPs y el porcentaje de las plantas hidrófilas respecto al polen regional. El registro fue dividido considerando las cinco zonas polínicas de la vegetación regional y la Zona 0. Imagen realizada con TILIA 2.0 y TGView (Grimm, 1992). 49

Figura 10. Distribución de la concentración de partículas de carbón del núcleo Say-07-01 entre 51,480-6,640 años cal. AP. 53

Figura 11. Posición de los palinomorfos en el espacio de ordenamiento del DCA regional considerando la tasa de *Pinus* vs. la vegetación Regional/10. El grupo limitado por el área café corresponde a los taxa relacionados con los Bosques de Coníferas, los taxa encerrados en el óvalo verde se relacionan con Bosques de *Quercus* y el otro grupo corresponde a los taxa asociados con el Bosque Ripario. Imagen realizada con RStudio 1.0.136. 55

Figura 12. Posición de las edades (ka, equivalente a miles de años cal. AP) en el espacio de ordenación del DCA de los taxa regionales considerando la tasa de *Pinus* vs. la vegetación regional/10. Se pudieron detectar siete grupos, considerando que la muestra de hace 20,560 años cal. AP queda aislada del resto. Los números de la imagen tienen cinco colores diferentes que indican en que zona polínica fueron agrupados con el método de CONISS. Imagen realizada con RStudio 1.0.136. 56

Figura 13. CCA de los taxa regionales del registro del lago de Sayula entre 51,480-18,330 años cal. AP. El nombre de los taxa aparece representado únicamente con las primeras tres letras. Imagen realizada con RStudio 1.0. 58

Figura 14. Posición de los taxa locales (plantas hidrófilas y PNPs) en el espacio de ordenamiento del DCA local del lago de Sayula entre los 51,480 y 6,640 años cal. AP. Se presentan los tres grupos detectados. Imagen realizada con RStudio 1.0.136. 61

Figura. 15. CCA de los taxa del conjunto local (PNPs y plantas hidrófilas) del registro del lago de Sayula entre los 51,480 y 6,640 años cal. AP. Imágenes realizadas con RStudio 1.0.136. 63

Figura 16. Indicadores paleoambientales del registro de la subcuenca de Sayula (Eje DCA1 del DCA regional y local, concentración de las partículas de carbón e indicadores geoquímicos) entre 51,480-6,640 años cal. AP. Se muestran los eventos Heinrich (H) (Sánchez-Goñi y Harrison, 2010) y con líneas continuas los límites de los Estadios Isotópicos Marinos (MIS) (Sánchez-Goñi y Harrison, 2010; Walker *et al.*, 2009). 66

Figura 17. Registros paleoambientales de la FVTM. En el mapa los números corresponden a los siguientes sitios: 1. Sayula, 2. Zirahuén, 3. Pátzcuaro, 4. Zacapu, 5. Cuitzeo, 6. La Piscina de Yuriria, 7. Chignahuapan, 8. Chalco, 9. Texcoco, 10. Tecocomulco, 11. Cofre de Perote. 77

Fig. 18. Comparación del registro de Sayula con otros registros de la variabilidad climática en el último ciclo Glacial-Interglacial. De izquierda a derecha se muestra: A) Porcentaje de los árboles, hierbas y Pteridophytas del registro polínico de Sayula, B) concentración de carbón, C) la 86

concentración del Tipo-SAY1, D) la estacionalidad a los 20° N (Paillard, *et al.*, 1996), E) el porcentaje de Cyperaceae respecto a la suma polínica, F) la insolación de primavera a los 20° N se muestra en color azul fuerte, la insolación de verano en color rosa y la insolación de invierno en un color azul claro (Paillard, *et al.*, 1996), G) el registro del $\delta^{18}\text{O}$ de los núcleos de hielo en Groenlandia (NGRIP Project Members, 2004) y H) el porcentaje de reflectancia de los sedimentos en la cuenca de Cariaco (Peterson *et al.*, 2000). Se indican los eventos Heinrich y las divisiones entre el MIS 3-MIS 2 y el MIS 2-MIS 1.

Listado de Tablas

	Páginas
Tabla 1. Edades y duración de los eventos Heinrich entre los 51,000 y 6,000 años cal. AP. Tomados de Sanchez-Goñi y Harrison (2010) y Lamberck y colaboradores (2014). La cronología de estos eventos en el trabajo de Sanchez-Goñi y Harrison (2010) considera los resultados de Elliot y colaboradores (1998, 2001, 2002) y Hemming (2004), así como la cronología de GICC05.	11
Tabla 2. Coordenadas de las estaciones del Servicio Meteorológico Nacional que se encuentran dentro de la subcuenca del lago de Sayula y los promedios de las variables climáticas reportadas.	25
Tabla 3. Comunidades vegetales descritas en el trabajo de Villegas (1995) para la subcuenca del lago de Sayula. El autor reporta la presencia de pastizales halófitos, vegetación acuática y subacuática, bosque espinosos y bosques tropicales caducifolios.	26-27
Tabla 4. Edades usadas en el modelo de edad del núcleo Say-07-01 y sus profundidades. Las fechas de ^{14}C fueron calibradas usando IntCal 13 (S. Metcalfe, comunicación personal, 2016).	34
Tabla 5. Medidas de la distribución de los 68 datos de los indicadores geoquímicos considerados para el CCA regional. D.E corresponde a la desviación estándar.	36
Tabla 6. Medidas de la distribución de los 80 datos de los indicadores geoquímicos considerados para el CCA local. D.E corresponde a la desviación estándar.	37
Tabla 7. Listado de taxa regionales (árboles, hierbas, esporas de pteridofitas y briofitas) y taxa locales (polen de plantas hidrófilas y PNPs) identificados en el registro del núcleo SAY-07-01.	39
Tabla 8. Valores del DCA del registro regional del lago de Sayula. Se muestran los valores propios y la longitud de los dos primeros ejes de ordenación.	53
Tabla 9. Puntajes obtenidos de los taxa para los dos primeros ejes del DCA regional. Se resaltan en negrita los valores más altos para el segundo eje.	54

Tabla 10. Resultados del CCA regional del registro del núcleo Say-07-01 entre 51,490 y 18,329 años cal. AP.	57
Tabla 11. Valores del Análisis de Correspondencia sin Tendencia (DCA) del registro local del lago de Sayula. Se muestran los valores propios y la longitud de los dos primeros ejes de ordenación.	60
Tabla 12. Puntajes de los taxa del conjunto local para los Ejes DCA1 y DCA2. En negritas se muestran los valores más altos del Eje DCA2.	61
Tabla 13. Resultados del CCA del conjunto local del registro del núcleo Say-07-01 entre los 51,480 y 6,640 años cal. AP.	62
A.2a Contexto paleoclimático y paleoambiental en el centro de México entre 51,483- 44,395 años cal. AP. Se observó una tendencia a condiciones más húmedas para la FVTM hasta aprox. 46,000 años cal. AP cuando posiblemente se dio una tendencia a condiciones más secas en el occidente de la FVTM. ¹ Metcalfe, 1997; ² Correa-Metrio <i>et al.</i> , 2012b; ³ Caballero <i>et al.</i> , 1999; ⁴ Torres, 2015.	107
A.2b. Contexto paleoclimático y paleoambiental en el centro de México entre 43,928-41,872 años cal. AP. Se detecta un intervalo de condiciones secas para el occidente de la FVT, que coincide con episodios de sequía detectados en el norte del país en los registros de Babícora y Santiaguillo (Quiroz-Jiménez <i>et al.</i> , 2017; Roy <i>et al.</i> , 2013). El registro de Chalco en el zona central del FVTM no detecta de manera clara este periodo. ¹ Bradbury, 2000; ² Watts y Bradbury, 1982; ³ Correa-Metrio <i>et al.</i> , 2012b; ⁴ Caballero <i>et al.</i> , 1999; ⁵ Torres, 2015; ⁶ Torres-Rodríguez <i>et al.</i> , 2015; ⁷ Cantarero, 2013.	108
Tabla A.2c. Contexto paleoclimático y paleoambiental en el centro de México entre 40,689-28,158 años cal. AP. Las condiciones de los diferentes registros a lo largo del FVTM podrían indicar condiciones más húmedas en el occidente respecto a la región central, sin embargo, factores como el vulcanismo y la falta de fechas calibradas en algunos trabajos debe ser tomado en cuenta. ¹ Bradbury, 2000; ² Ortega <i>et al.</i> , 2002; ³ Holmes <i>et al.</i> , 2016; ⁴ Caballero <i>et al.</i> , 1999; ⁵ Cantero, 2003; ⁶ Caballero, 1997; ⁷ Torres, 2015; ⁸ Roy <i>et al.</i> , 2009; ⁹ Caballero <i>et al.</i> , 2010.	109-110
A.2d. Contexto paleoclimático y paleoambiental en el centro de México entre 27,180-24,650 años cal. AP. Este periodo se caracteriza por la predominancia de condiciones húmedas en la FVTM, a excepción del registro de Zacapu, que estuvo influenciado por la actividad volcánica cercana a la cuenca. ¹ Bradbury, 2000; ² Caballero <i>et al.</i> , 2010; ³ Caballero, 1997; ⁴ Correa-Metrio <i>et al.</i> , 2012b; ⁵ Ortega <i>et al.</i> , 2000; ⁶ Roy, <i>et al.</i> , 2009; ⁷ Caballero <i>et al.</i> , 1999; ⁸ Torres-Rodríguez, <i>et al.</i> , 2015; ⁹ Torres, 2015. ¹⁰ Lozano <i>et al.</i> , 2015.	111-112
Tabla A.2e. Contexto paleoclimático y paleoambiental en el centro de México 22,852-18,329 años cal. AP. Los registros de la FVTM indican que durante estas edades la disminución de la temperatura propició una disminución en las fuentes de humedad, a excepción de los trabajos en el lago de Pátzcuaro, en los que se reconstruyen condiciones húmedas. ¹ Bradbury, 2000; ² Correa-Metrio <i>et al.</i> , 2012b; ³ Caballero <i>et al.</i> , 2010; ⁴ Holmes <i>et al.</i> , 2016; ⁵ Lozano-García <i>et al.</i> , 2005; ⁶ Caballero <i>et al.</i> , 2010; ⁷ Roy <i>et al.</i> , 2009; ⁸ Lozano-García <i>et al.</i> , 2015; ⁹ Caballero, 1997; ¹⁰ Cantarero, 2013; ¹¹ Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1998; ¹² Torres, 2015.	113-114

Tabla 2.Af. Contexto paleoclimático y paleoambiental en el centro de México entre 17,840-11,700 años cal. AP. Los registros de la FVTM indican que durante estas edades hubo una disminución de la humedad, a excepción de los trabajos en el lago de Pátzcuaro, en los que se reconstruyen condiciones húmedas. ¹Bradbury, 2000; ²Correa-Metrio *et al.*, 2012b; ³Caballero *et al.*, 2010; ⁴Lozano-García *et al.*, 2012; ⁵Holmes *et al.*, 2016; ⁶Lozano-García *et al.*, 2005; ⁷Lozano-García *et al.*, 2015; ⁸Caballero, 1997; ⁹Torres-Rodríguez *et al.*, 2015; ¹⁰Torres-Rodríguez, 2015; ¹¹Aguirre-Navarro, 2011, ¹²Torres-Rodríguez *et al.*, 2012, ¹³Ortega *et al.*, 2010

115-118

Tabla 2.Ag. Contexto paleoclimático y paleoambiental en el centro de México entre ~11,700-6,000 años cal. AP. Durante estas edades el registro de Sayula tiene una mala preservación como consecuencia posiblemente del establecimiento de condiciones secas, al igual que otros de los registros, sin embargo, es posible observar una mayor variabilidad climática en algunos de los trabajos. ¹Bradbury, 2000; ²Metcalf, *et al.*, 2007; ³Correa-Metrio *et al.*, 2012b; ⁴Lozano *et al.*, 2013; ⁵Holmes *et al.*, 2016; ⁶Caballero *et al.*, 2010; ⁷Lozano-García *et al.*, 2005; ⁸Caballero *et al.*, 2001; ⁹Roy *et al.*, 2009; ¹⁰Lozano *et al.*, 2015; ¹¹Aguirre-Navarro, 2011.

119-121

Resumen

La subcuenca de Sayula (19°54'-20°10'N y 103°27'-103°36'O) en el Estado de Jalisco, se encuentra en el límite occidental de la FVTM, donde la precipitación se origina principalmente por el denominado NAM. El núcleo SAY-07-01, extraído en el lago de Sayula, es una de las secuencias sedimentarias de mayor antigüedad para el centro del país y brinda la oportunidad de reconstruir las condiciones paleoambientes y paleoclimáticas entre 51,000-6,000 años cal. AP. Además, permite el análisis de la respuesta de las comunidades vegetales a la variabilidad climática en una cuenca de baja altura en el centro del país. La secuencia sedimentaria estudiada en este trabajo, comprende 20 m y cuentan con un marco cronológico basado en el modelo de edad construido con diecisiete edades isotópicas y de luminiscencia. El análisis palinológico y de las partículas de carbón fue comparado con los resultados de los indicadores geoquímicos obtenidos en investigaciones previas.

El MIS 3 se caracteriza por la presencia de bosques de *Quercus*, *Quercus-Pinus* y comunidades riparias. Se reconstruyen condiciones húmedas, aunque con variaciones. Una de las variaciones más importantes se da entre 43,280-41,870 años cal. AP, cuando se registra una de las mayores sequías y la presencia de bosques de coníferas. El MIS 2 muestra condiciones contrastantes. Entre los 27,180 y 24,650 años cal. AP predominan las condiciones húmedas fluctuantes en la subcuenca, la presencia de comunidades vegetales cerradas y un lago menos somero al actual. Estas condiciones se vuelven menos húmedas durante el evento H2, que como los otros eventos H tienen una señal de condiciones más secas para la cuenca. Alrededor 24,650 años cal. AP se observa una clara tendencia a condiciones más secas. Durante el LMG se registra la presencia de bosques de coníferas abiertos en un ambiente más frío y seco. Alrededor de los 18,000 años cal. AP el establecimiento de un lago muy somero impide una buena preservación del material polínico y dificulta la correcta interpretación de la dinámica de la vegetación regional para el MIS 1.

El estudio de las partículas de carbón y los indicadores geoquímicos indican que la ocurrencia de los eventos de incendio está relacionada con periodos secos en la cuenca, sin embargo, contrario a lo esperado, durante los periodos más secos se presentan bajas concentraciones de las partículas de carbón. Estas observaciones pueden deberse a una menor

cantidad de biomasa propensa a ser quemada y/o a las malas condiciones de preservación como resultado de la disminución de la columna de agua en el lago.

La insolación de primavera e invierno mostraron una relación negativa con los indicadores de precipitación en la cuenca. Por lo que esta relación y la presencia de condiciones secas durante el LMG cuestionan la idea de una mayor influencia de los vientos del oeste en el centro de México para el último periodo glacial. En contraposición, la insolación de verano y la posición hacia latitudes más norteadas de la ITCZ mostró una relación positiva con los indicadores de la precipitación en la cuenca. Para el Holoceno, cuando la temperatura a nivel global aumento, la disponibilidad de la humedad en la cuenca se vio fuertemente influenciada por un aumento en las tasa de evaporación.

1. Introducción

Actualmente el clima de México está determinado por el desplazamiento latitudinal y estacional de la Zona de Convergencia Inter-Tropical (ITCZ, por sus siglas en inglés), las celdas de alta presión subtropicales del Atlántico y el Pacífico, la influencia de los vientos Alisios y del oeste, así como el Sistema Monzón Norteamericano (NAM, por sus siglas en inglés) (Metcalfé, 2006; Metcalfé *et al.*, 2015).

La mayor parte del territorio mexicano tiene un régimen de lluvias de verano; cuando la ITCZ se desplaza a su posición latitudinal más norteña y el sistema monzónico aporta lluvias al margen occidental desde el Pacífico, mientras que los vientos Alisios transportan humedad del Golfo de México al continente (Metcalfé, 2006; Sosa, 2013). En el invierno la ITCZ se desplaza hacia el sur y se establecen condiciones secas en la mayor parte del territorio, sin embargo, en el noroeste del país la influencia de los vientos del oeste, que se desplazan a latitudes más bajas, producen lluvias durante el invierno (Metcalfé, 2006; Sosa, 2013). Sumado a lo anterior, algunos autores han propuesto que la influencia del sistema NAM se extiende de la ITCZ en el este del océano Pacífico hasta la celda de alta presión Bermuda-Azores, y desde Centroamérica hasta Canadá (Adams y Comrie, 1997; Liebmann *et al.*, 2008).

Si bien para el presente conocemos los factores que determinan el clima del territorio mexicano y del planeta en general; se ha documentado ampliamente que a lo largo del Cuaternario el sistema climático experimentó cambios continuos. Durante este periodo, los parámetros orbitales y la variabilidad climática milenaria han jugado el papel más importante en el funcionamiento del sistema (Wolff *et al.*, 2010). Durante el Pleistoceno y el Holoceno se dieron cambios en los regímenes de precipitación, es decir, en la cantidad y estacionalidad de las lluvias, en la temperatura, y en los niveles y procesos oceánicos. En general, el periodo glacial fue más seco en el centro de México respecto al periodo interglacial, aunque hay variaciones regionales de este patrón (Metcalfé, 2006; Caballero *et al.*, 2010).

Uno de los debates para el último ciclo Glacial-Interglacial es la presencia y/o intensidad de las lluvias monzónicas de verano y la influencia de los vientos del oeste en la región

subtropical (*Caballero et al.*, 1999; Bradbury, 2000; Metcalfe *et al.*, 2002; Lozano-García *et al.*, 2005; Metcalfe, 2006; Caballero *et al.*, 2010; Roy *et al.*, 2013; Quiroz *et al.*, 2017). Asimismo, en trabajos paleoecológicos como el de Torrez-Rodríguez (2015) y Quiroz y colaboradores (2017) se ha resaltado la importancia de los eventos de sequía en la región tropical y subtropical, y la relación de estos eventos con los parámetros orbitales, la insolación de primavera y la intensidad del fenómeno de El Niño Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés).

El lago de Sayula (19°54'-20°10'N y 103°27'-103°36'O), en el Estado de Jalisco, se encuentra en el límite occidental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y se localiza en la región donde la precipitación se origina principalmente por el denominado NAM. El núcleo SAY-07-01, extraído en el lago de Sayula, es una de las secuencias sedimentarias de mayor antigüedad para el centro del país, por lo que el análisis paleoecológico de los últimos 51,480 años cal. AP brinda una oportunidad idónea para analizar la dinámica climática y documentar la variabilidad en temperatura y humedad durante el último ciclo Glacial-Interglacial para el occidente del centro de México. Además de realizar una comparación con registros paleoclimáticos de Norteamérica y Centroamérica, que permita tener mayor información de la variabilidad climática y la respuesta de las comunidades vegetales de la región tropical y subtropical del continente americano durante el último ciclo Glacial-Interglacial.

2. Planteamiento del Problema

2.1 Preguntas de investigación

El estudio paleoecológico de la secuencia sedimentaria Say-07-01, que abarca los últimos 51,480 años cal. AP abre la posibilidad de contestar las siguientes preguntas de investigación:

- i. ¿Qué factores climáticos determinaron los cambios de la composición de las comunidades vegetales de la subcuenca de Sayula durante el último ciclo Glacial-Interglacial?
- ii. ¿Se presentaron cambios en los niveles lacustres del cuerpo de agua en respuesta a la variabilidad climática del último ciclo Glacial-Interglacial?
- iii. ¿Existe alguna relación entre los eventos de incendios en la región y los periodos de sequía?
- iv. ¿La variabilidad climática reconstruida a partir del registro de Sayula coincide con los patrones reconstruidos para otros sitios en la FVTM como Chalco y Cuitzeo que abarcan la misma temporalidad?
- v. ¿La precipitación del centro de México está ligada a la variabilidad de la insolación en el hemisferio norte y a la dinámica de la ITCZ?

2.2 Objetivos

Objetivo general

- Establecer los cambios en la composición de las comunidades de plantas y la dinámica lacustre a partir del análisis paleoecológico de la secuencia lacustre del lago de Sayula durante el último ciclo Glacial-Interglacial utilizando los palinomorfos y el material carbonizado preservado en los sedimentos.

Objetivos particulares

- Reconstruir la composición de las comunidades vegetales de la subcuenca del lago de Sayula entre 51,480-6,640 años cal. AP.

- Reconstruir los niveles lacustres del cuerpo de agua con base en los géneros de algas encontrados en las muestras palinológicas y definir etapas de sequía.
- Registrar los eventos de incendios en la zona y su impacto en la dinámica de las comunidades vegetales.
- Establecer los principales factores de disturbio y su impacto en las comunidades de plantas a lo largo del ciclo glacial-interglacial.

3. Marco Teórico

3.1 El uso de palinomorfos en las reconstrucciones paleoambientales

El término palinomorfo agrupa a un conjunto de microfósiles que están protegidos por paredes celulares de moléculas altamente resistentes, como son la esporopolenina, la quitina y la pseudoquitina (Traverse, 1988). Bajo este término se agrupan organismos como: los acritarcas, los dinoflagelados, los organismos quitinosos, los granos de polen y esporas de plantas, las algas microscópicas y sus esporas, los hongos e incluso algunos foraminíferos de composición orgánica (Warner, 1990; Molina, 2002). Los microfósiles de estos organismos tienen tamaños entre 5-500 μm (Traverse, 1988).

Los estudios palinológicos son ampliamente usados en investigaciones paleoecológicas y reconstrucciones paleoambientales de la historia geológica de la Tierra, y en especial durante el Cuaternario (Warner, 1990; Molina, 2002; Armstrong & Brasier, 2005) cuando los grupos de plantas actuales se encuentran claramente representados en la flora. El análisis polínico de las secuencias sedimentarias permite asociar a los granos de polen y esporas de plantas, así como a las microalgas, a una familia, género o incluso a una especie (Warner, 1990). Lo anterior, ofrece a su vez la posibilidad de recabar información acerca de los cambios en la vegetación regional a través del tiempo y la respuesta de las comunidades de plantas a las variaciones ambientales y climáticas en escalas de tiempo largas (Huntley y Webb, 1988; Bennett y Willis, 2001; Lozano *et al.*, 2013).

3.2 Estudio de las partículas de carbón

3.2.1. Fuego

El fuego es uno de los agentes de perturbación en los ecosistemas terrestres que afecta los procesos ecológicos de los sitios donde se presenta (Power *et al.*, 2008; Power *et al.*, 2010). Algunos autores consideran que el fuego representa uno de los eventos de disturbio más importante para la vegetación de los bosques de latitudes medias y altas (MacDonald *et al.*, 1991). Diversos estudios han propuesto que los incendios están relacionados con procesos de

retroalimentación entre la vegetación, el clima y la atmósfera, ya que, los incendios tienen un efecto importante en la química de esta última, mientras que, el carbón depositado constituye uno de los reservorios del ciclo del carbono (Power *et al.*, 2010; Power *et al.*, 2008, Lynch *et al.*, 2004).

Actualmente, el estudio de los incendios ha buscado entender el régimen en el que se presentan dichos eventos, es decir, su intensidad y frecuencia (Clark, 1988). La frecuencia e intensidad de los incendios de origen natural está estrechamente relacionada con factores climáticos como la precipitación, el viento, la humedad relativa y la caída de rayos. La actividad volcánica, la caída de meteoritos y el material disponible para la combustión son otros de los factores importantes para entender el régimen de los incendios (Whitlock y Larsen, 2001; Clark, 1988; Patterson *et al.*, 1987). Mientras que, para los últimos cientos de años, las prácticas agrícolas y los accidentes de las distintas actividades humanas son factores importantes en el estudio de los regímenes de incendios (Ali *et al.*, 2009; Clark, 1988).

3.2.2 ¿Qué son las partículas de carbón?

Las partículas de carbón que se preservan en los sedimentos provienen de la combustión incompleta de la materia orgánica de los tejidos vegetales, y en ocasiones de algunos invertebrados (Scott, 2010). Durante un incendio, el calor del fuego penetra los tejidos de las plantas, donde la concentración de oxígeno es muy escasa o está libre de él, produciendo una reacción conocida como pirolisis. Así mismo, el calor producido libera gases volátiles que escapan y combustionan en contacto con el oxígeno; sin embargo, si esta reacción se detiene antes de que la combustión culmine, el carbón se vuelve uno de los productos (Scott, 2010).

El material carbonizado puede preservar la anatomía de las plantas permitiendo su identificación taxonómica ya que es relativamente inerte y fácil de preservar en el registro fósil (Scott, 2010), por lo que es usado como un indicador de los incendios del pasado (Scott, 2010; Clark, 1988; Patterson *et al.*, 1987).

3.2.3 El estudio de las partículas de carbón en las secuencias sedimentarias

El estudio de las partículas de carbón en las secuencias sedimentarias reconoce dos clases de partículas. Las primeras, son llamadas partículas de carbón primarias y corresponden a un primer periodo de depositación. Este periodo abarca el tiempo durante el cual ocurre un incendio o un

periodo de tiempo muy corto posterior al mismo. Las partículas de carbón secundarias son aquellas que se encuentran almacenadas en el suelo o en las orillas del lago y que posteriormente son transportadas por el viento o el agua en periodos en los cuales no hay eventos de fuego (Higuera *et al.*, 2007).

Las partículas de material carbonizado, que se depositan en los lagos, pueden viajar grandes distancias desde el punto donde ocurrió el incendio (Clark, 1988; Gardner y Whitlock, 2001). Modelos de dispersión Gaussianos muestran que las partículas macroscópicas ($>100\mu\text{m}$ de diámetro) se depositarían principalmente entre 10 y 100 m del lugar del incendio (Higuera *et al.*, 2010). Otros trabajos que han analizado la dispersión de partículas de material carbonizado a partir de incendios experimentales concluyen que las partículas macroscópicas reflejan eventos de fuego locales, siendo las partículas carbonizadas microscópicas ($<100\ \mu\text{m}$) las que alcanzan mayores distancias de dispersión. Estas partículas de menor tamaño reflejan eventos de fuego regionales y continentales (Whitlock y Millspaugh, 1996; Lynch, 2004; Peters, 2007; Higuera *et al.*, 2007).

Distintos trabajos han propuesto que la distribución de las partículas de carbón en una muestra sedimentaria se compone de una señal de fondo o ruido, y otra señal que representa los eventos de incendio (Gardner y Whitlock, 2001; Higuera *et al.*, 2010). Las partículas que corresponden a una señal de fondo representan, en términos generales, los cambios en la producción y el transporte de carbón primario o secundario (Gardner y Whitlock, 2001; Higuera *et al.*, 2010). Ali y colaboradores (2009) mencionan que la abundancia de las partículas de la señal de fondo corresponde a la acumulación de partículas de carbón de baja frecuencia. Estas partículas puede estar relacionadas con los cambios en la producción de carbón, con la sedimentación y los procesos de retrabajo en los sedimentos y con el muestreo. Long y Whitlock (2002) agregan que la presencia de esta clase de partículas varía según las características del combustible, la entrada de material carbonizado secundario proveniente de la cuenca o de la zona litoral del lago, y la introducción de carbón proveniente de otras cuencas.

Por su parte, los picos de carbón o máximos en la cantidad de partículas de carbón son también conocidos como señal de alta frecuencia. Esta señal está compuesta por la producción de carbón de un único evento de fuego o por una serie de eventos espacialmente cercanos en la cuenca o en alguna cuenca cercana. Esta señal de alta frecuencia usualmente es detectada como

una desviación positiva de la señal de fondo, que excede un valor medio (Long y Whitlock, 2002).

3.3 Variabilidad climática

La historia climática del Cuaternario indica una alternancia entre periodos glaciales e interglaciales. En los periodos glaciales se registra la presencia de casquetes continentales en el hemisferio norte y la prevalencia de condiciones frías. En contraposición, los periodos interglaciales presentan pequeños casquetes continentales o la ausencia de éstos, y condiciones generales cálidas (PAGES, 2016). El estudio de distintos indicadores durante los últimos miles de años ha revelado cambios relacionados con ésta alternancia en el estado del sistema Tierra; por ejemplo, cambios en la temperatura, en los ciclos hidrológicos, en la circulación oceánica y en los patrones de distribución de la vegetación (Lang y Wolff, 2011). La variabilidad climática durante el Cuaternario ha sido ampliamente documentada en los núcleos de hielo de Groenlandia y la Antártida, así como, en los registros de sedimentos marinos y continentales (Wolff *et al.*, 2010; Long y Stoy, 2013).

Los Estadios Isotópicos Marinos (MIS, por sus siglas en inglés) han sido uno de los sistemas más ampliamente usados para describir la compleja historia climática del Cuaternario (Lisiecki y Raymo, 2005; Railsback *et al.*, 2015). Mientras que, los ciclos Dansgaard-Oeschger (D-O) y los eventos Heinrich (H) responden a cambios abruptos de escala milenaria (Hemming, 2004; Sanchez-Goñi y Harrison, 2010).

3.3.1 Estadios Isotópicos Marinos (MIS)

Los MIS son periodos globales de variación en la temperatura, los cuales están definidos por los registros del $\delta^{18}\text{O}$ de los foraminíferos bentónicos encontrados en los núcleos de sedimentos marinos profundos, y el $\delta^{18}\text{O}$ de núcleos de hielo de Groenlandia (Aitken y Stokes, 1997; Gibbard, 2007; PAGES, 2016). El $\delta^{18}\text{O}$ en estos registros funciona como una señal del volumen de hielo en el planeta (Aitken y Stokes, 1997). Los periodos fríos y de máximos volúmenes de hielo se denotan con números pares, mientras que los periodos cálidos y con mínimos volúmenes de hielo se nombran con números impares (Aitken y Stokes, 1997). Walker y colaboradores (2009) y Sanchez-Goñi y Harrison (2010) proponen que el MIS 3 va de 59,400-27,800 años cal. AP., el MIS 2 se encuentra entre 27,800-11,700 años cal. AP y el MIS 1 cubre de los 11,700

años cal. AP a la actualidad. El trabajo de Sanchez-Goñi y Harrison (2010) considera la cronología de GICC05 y el trabajo de Wolff y colaboradores (2010).

3.3.2 Eventos Heinrich (H)

Los eventos H son eventos de corta duración (abarcando entre 208-2,280 años aproximadamente y con un promedio de 500 años) (Tabla 1). Estos eventos se originaron por desprendimientos de icebergs en el Noratlántico durante el último periodo glacial y su registro fue identificado por Ruddiman en 1977, quien mapeó la distribución de capas de sedimentos detríticos característicos de dichos periodos (Cronin, 2010). Diversos registros han confirmado una sincronía entre algunos de los ciclos D-O, que se caracterizan por un marcado calentamiento seguido de un enfriamiento, y los eventos H (Cronin, 2010). Estos registros, de origen continental y marino se han encontrado alrededor del mundo indicando la influencia de estos fenómenos a nivel planetario (Bond *et al.*, 1993; Wang *et al.*, 2001; Cronin, 2010).

Se ha propuesto que los eventos H generaron descensos en la temperatura y salinidad del Atlántico (Voelker, 2002), lo que afectó a su vez a la circulación oceánica y el clima del planeta. Estas transformaciones se dieron debido al cambio en la ubicación de la formación de aguas profundas y al cierre parcial de la Circulación de Giro Meridional (MOC, por sus siglas en inglés) en el Noratlántico (Sanchez-Goñi y Harrison, 2010; EPICA Community Members, 2006; Hemming, 2004; Heinrich, 1988). Distintos autores, como Sachs y Lehman (1999), han estimado que durante algunos de los eventos H en la región tropical se dio una disminución entre 3-5 °C en la Temperatura Superficial del Mar (SST, por sus siglas en inglés) para el Atlántico (Cronin, 2010). Mientras que estudios continentales han reportado que los efectos de estos eventos en distintos sitios de latitudes bajas se ven reflejados como periodos secos (Correa-Metrio *et al.*, 2012b; Lozano-García *et al.*, 2013). Durante los eventos H se da una concentración de la Piscina de Agua Caliente del Atlántico (AWP, por sus siglas en inglés) y el enfriamiento del Golfo de México causando una reducción en las lluvias de verano en la península de Yucatán y un desplazamiento de la ITCZ hacia el sur (Correa-Metrio *et al.*, 2012). Dichas condiciones para las tierras bajas posiblemente pueden explicar los datos obtenidos para el centro de México, debido a que presentan básicamente las mismas fuentes de humedad. Aunado a esto, la elevación de los picos montañosos pudieron funcionar como una barrera del transporte de la humedad

atmosférica, que podría explicar lo sucedido durante los eventos Heinrich (Correa-Metrio *et al.*, 2012; Correa-Metrio *et al.*, 2012b).

Evento Heinrich	Edad (años cal. AP)	Duración (años)
H5	50,000-47,000	3,000
H4	40,200-38,300	1,900
H3	32,700-31,300	1,400
H2	26,500-24,300	2,200
H1	18,000-15,600	2,400
H0 También conocido como Younger Dryas	12,500-11,500	1,000

Tabla 1. Edades y duración de los eventos Heinrich entre los 51,000 y 6,000 años cal. AP. Tomados de Sanchez-Goñi y Harrison (2010) y Lamberck y colaboradores (2014). La cronología de estos eventos en el trabajo de Sanchez-Goñi y Harrison (2010) considera los resultados de Elliot y colaboradores (1998, 2001, 2002) y Hemming (2004), así como la cronología de GICC05.

3.3.3 Último Máximo Glacial (LMG)

Es un periodo crítico en la historia climática del Cuaternario, que se caracterizó por un enfriamiento del planeta a nivel global (Cronis, 2010). Mix y colaboradores (2001) delimitan al LMG entre 23,000-19,000 años cal. AP. Entre los criterios que se han usado para definirlo se encuentran: 1) el registro de las temperaturas más bajas de los últimos miles de años; 2) la disminución en la concentración de gases de efecto invernadero; 3) la presencia de los máximos geográficos de los casquetes continentales; 4) la extensión y grosor máximos de los glaciales, y 5) los mínimos en los niveles marinos (Cronis, 2010). Clark y colaboradores (2009) proponen que el nivel del mar descendió ~130 m durante este periodo. En la región tropical, distintos modelos han propuesto que el enfriamiento en los continentes osciló entre 1.8-5.4 °C. Sin embargo, los autores reconocen que hace falta perfeccionar la cuantificación de los procesos oceánicos en los modelos, para obtener una mejor estimación de la temperatura en los continentes (Mix *et al.*, 2001). En relación a la humedad disponible, distintos estudios en las

tierras bajas de los trópicos indican condiciones áridas, aunque es variable en algunas áreas (Mix *et al.*, 2001).

Para el centro de México hay registros de avances en todas las montañas de >3,800 m.s.n.m. Estos avances se caracterizan por ser más pronunciados en los volcanes más cercanos a la costa. Los glaciales descendían hasta los 3,390 m.s.n.m y la Altitud en la Línea de Equilibrio (ALE) de los glaciales se encontraba entre 3,940-3,400 m.s.n.m, es decir de 1,500 a 1,000 m por debajo del presente. Estas estimaciones permiten estimar un enfriamiento de entre 8-6 °C. (Caballero *et al.*, 2010). Los glaciales del centro mantuvieron dimensiones muy similares desde el LMG hasta ~14,000 años cal. AP, tal vez adelgazándose gradualmente, pero sin retirarse de sus posiciones máximas (Caballero *et al.*, 2010).

Los mecanismos que posiblemente explican el cambio en el sistema climático y el crecimiento de los casquetes de hielo durante el LMG son: 1) la insolación de las altas latitudes en el hemisferio norte, la cual pudo jugar también, un papel crucial en el inicio de la deglaciación; 2) el CO₂ atmosférico, y 3) los cambios en la SST en la zona tropical del Pacífico (Clark *et al.*, 2009).

3.4 Factores del clima moderno en Sayula

El clima de un sitio puede definirse como el patrón promedio de las condiciones atmosféricas de por lo menos 30 años en una región del planeta. Las variables que lo describen usualmente son: la temperatura media y su variabilidad a lo largo de un año, la precipitación media anual y la dirección e intensidad de los vientos dominantes (IPCC, 2007).

Las variables climáticas son el resultado de la interacción entre los componentes internos del sistema climático y los forzamientos externos que pueden afectarlo. Dentro del primer grupo se encuentran: la atmósfera, la superficie de la tierra, los hielos, los océanos y otros cuerpos de agua, los organismos presentes en un sitio y la posición latitudinal y altitudinal (IPCC, 2007). Los forzamientos externos son: las erupciones volcánicas, la variación solar y en tiempos más recientes, los cambios inducidos por las actividades humanas (IPCC, 2007).

El clima de México está dominado principalmente por los siguientes factores de circulación atmosférica: 1) El desplazamiento de la ITCZ; 2) la posición e intensidad de las celdas de alta presión subtropicales del Pacífico y de Bermuda-Azores en el Atlántico; 3) los vientos del este y el oeste, y 4) el sistema NAM. Aunque otros fenómenos climáticos como los nortes, las tormentas tropicales y los fenómenos de El Niño y La Niña también son importantes para entender el clima moderno de México (Metcalfé, 2006).

En el caso de México, es importante considerar además que la topografía y el grado de continentalidad juegan un papel importante en la distribución de la precipitación y la temperatura (Sosa, 2013). La topografía direcciona las lluvias y determina las áreas de mayor convección y flujos de contraste a bajos niveles (Metcalfé *et al.*, 2015). Mientras que el grado de continentalidad nos permite entender que el sur de México, al tener una forma de embudo, permite un fácil intercambio de humedad entre el Pacífico y el Golfo de México; mientras que en el norte hay un fuerte aislamiento entre las dos fuentes de humedad (Metcalfé *et al.*, 2015). Dicha característica hace que el factor dominante en el sur sea la ITCZ, mientras que en el norte el factor dominante sea el monzón (Metcalfé *et al.*, 2015).

De manera particular, la FVTM se encuentra en la parte norte de los trópicos de América y genera un límite climático, que separa los climas áridos y los climas templado-tropicales. Los primeros, caracterizan al norte de México que está bajo la influencia de las celdas de alta presión subtropicales. Mientras que, los climas templado-tropicales dominan el centro y el sur del país. Región, cuyos climas, están estrechamente vinculados con la migración estacional de la ITCZ y los vientos del Este, los cuales brindan humedad desde el Golfo de México y el mar Caribe (Roy *et al.*, 2009). La FVTM se caracteriza, además, por tener temperaturas templadas debido a que una proporción importante del terreno se encuentra por encima de los 2,000 m.s.n.m y cuenta con picos montañosos de alrededor de los 5,000 m.s.n.m que de manera permanente se encuentran cubiertos de hielo (Metcalfé, 2006).

3.4.1 Zona Intertropical de Convergencia (ITCZ)

La ITCZ es una banda de baja presión atmosférica y marca el ecuador meteorológico con respecto a la precipitación (Magaña *et al.*, 2003). Su posición promedio actual se encuentra a los 6 °N (Metcalfé *et al.*, 2015). Durante el verano boreal, la ITCZ se desplaza hacia el norte, como

respuesta al incremento en la insolación solar del hemisferio norte (Poore *et al.*, 2004). Este fenómeno permite la formación de vientos superficiales del sureste del Mar Caribe, el Golfo de México y del Golfo de California que brindan humedad a México y al suroeste de los Estados Unidos con el llamado sistema NAM (Poore *et al.*, 2004).

Durante el invierno boreal, la ITCZ se encuentra cerca del ecuador y los vientos del Este llevan lluvias desde el Atlántico a la cuenca del Amazonas. Por su parte, la prevalencia de los vientos del oeste sobre el Pacífico lleva humedad a la costa Norte de los Estados Unidos (Poore *et al.*, 2004). Así mismo, la corriente primaria de circulación superficial oceánica en el Golfo de México se restringe únicamente a una banda estrecha al suroeste, llevando la humedad de la Península de Yucatán hacia Florida (Poore *et al.*, 2004). La mayor parte de México es dominada por altas presiones, resultando en condiciones secas (Metcalf, 2006). En el noroeste del país, principalmente la costa oeste de Baja California, los vientos del oeste se desplazan hacia latitudes más bajas, produciendo lluvias durante el invierno (Metcalf, 2006).

En escalas largas de tiempo, la posición de la ITCZ está ligada a la insolación, mientras que, en escalas cortas es más importante la variabilidad de la SST de los océanos Pacífico y el Atlántico, y la radiación solar. En escalas de tiempo de centurias o décadas fenómenos como la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO, por sus siglas en inglés), el fenómeno de ENSO, la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO, por sus siglas en inglés) y la Oscilación del Noratlántico (NAO, por sus siglas en inglés), también son motores importantes de variabilidad (Metcalf *et al.*, 2015).

3.4.2 Sistema Monzónico Norteamericano

Los grandes sistemas monzónicos a nivel mundial son el monzón Africano, Asiático, Sudamericano y Norteamericano. Todos éstos se generan a partir de la presencia de gradientes de temperatura en niveles bajos de la atmósfera, generalmente asociados con un cambio estacional en la insolación (Ropelewski *et al.*, 2005). El aumento en la insolación conlleva, a formar un gradiente entre la temperatura de la masa terrestre y los océanos adyacentes que permiten sincrónicamente, el desarrollo de un sistema de baja presión superficial, un anticiclón monzónico en niveles superiores y la precipitación estacional (Ropelewski *et al.*, 2005, Arias *et al.*, 2012).

Actualmente existe un debate sobre las fuentes oceánicas que generan humedad para la formación del sistema NAM, debido a que su circulación es extremadamente compleja. Sin embargo, diversos autores han reconocido que el Golfo de México, el océano Pacífico y el Golfo de California juegan un papel importante en su formación (Adam y Comrie, 1997; Ropelewski *et al.*, 2005; Arias *et al.*, 2012; Metcalfe *et al.*, 2015). Carleton (1986) argumenta que las corrientes de humedad rápidas en niveles bajos surgen en el Golfo de California, mientras que la humedad a niveles altos de la atmósfera, que es más lenta, se forma en el Golfo de México. Ambas corrientes trabajan conjuntamente durante las "explosiones" del monzón. El término "explosión" es usado durante el desarrollo del monzón del suroeste asiático para referirse a grandes oleadas de humedad y precipitaciones concomitantes (Adam y Comrie, 1997).

Metcalfe y colaboradores (2015) mencionan que el Golfo de México y el Caribe, agrupados como Mar Intra Americano (IAS, por sus siglas en inglés), es una fuente importante de humedad para Centroamérica, el oriente y la zona norte del centro de México y posiblemente provee humedad hasta el suroeste de los Estados Unidos. Además, el flujo de niveles bajos, que se originan en el Golfo de México proveen humedad a través del este de México y hasta las Grandes Llanuras de los Estados Unidos. En el Pacífico predominarían las lluvias asociadas con el movimiento de la ITCZ y la piscina de agua caliente tropical del Pacífico, así como las corrientes de chorro de bajos niveles del Golfo de California (Metcalfe *et al.*, 2015).

Considerando lo anterior, se han reconocido dos escalas de influencia del sistema NAM. La primera cubre una pequeña área del suroeste de los Estados Unidos (usualmente llamado el núcleo del monzón) y parte del noroeste de México (Metcalfe *et al.*, 2015; Roy *et al.*, 2013; Adams y Comrie, 1997). Este fenómeno se caracteriza por la formación de precipitación a inicios o mediados de junio en el suroeste de México, que progresa rápidamente hacia el norte hasta llegar al suroeste de los Estados Unidos a principios de julio, donde la precipitación está influenciada, también, por los patrones que se dan en latitudes medias (Arias *et al.*, 2012). Dicho fenómeno generalmente culmina a mediados de septiembre, cuando el régimen seco se reestablece en la región (Adams y Comrie, 1997).

Otra de las posturas es que la evolución durante el verano boreal del sistema NAM (Cerezo-Mota *et al.*, 2016) reorganiza el calor estacional a lo largo de toda Norteamérica incluyendo áreas, que usualmente no están asociados con el núcleo del monzón (Ropelewski *et*

al., 2005). Algunos autores han propuesto que la influencia del sistema NAM se extiende de la ITCZ en el este del Océano Pacífico hasta la celda de alta presión Bermuda-Azores, y desde Centroamérica hasta Canadá (Liebmann *et al.*, 2008; Adams y Comrie, 1997). En el presente trabajo usaremos esta segunda definición, considerando la ubicación geográfica de Sayula, en el Estado de Jalisco, ya que esta definición nos permite evaluar los cambios en la precipitación de Sayula en un contexto climático más amplio, y compararlo con los registros paleoclimáticos de Norte y Centroamérica.

3.4.3 El Niño Oscilación del Sur (ENSO)

La acumulación de humedad durante el verano frente a las costas de México es producida por la presencia del contraste térmico entre la AWP que se forma en el Pacífico mexicano y la corriente de agua fría frente a las costas de Perú. Sin embargo, la desaparición de este contraste térmico meridional durante los eventos de El Niño provoca que la convergencia permanezca cerca de la región de agua anómalamente caliente frente a Sudamérica, por lo que los movimientos convectivos ascendentes más importantes de la estación ocurren lejos del territorio mexicano y la costa pacífica de Centroamérica, formándose una menor precipitación y eventos de sequía (Metcalf *et al.*, 2015, Magaña, 2003; Jauregui, 1995). Por el contrario, a lo largo de la costa caribeña de Centroamérica, la precipitación durante el verano aumentan durante los eventos de El Niño, debido a que las Corrientes de Chorro de Bajo Nivel (LLJ, por sus siglas en inglés) son más fuerte en el Caribe (Metcalf *et al.*, 2015).

En el norte de México y el sur de los Estados Unidos, las condiciones de El Niño están relacionadas con un aumento en la precipitación de invierno y el debilitamiento de las lluvias de verano (Roy *et al.*, 2013; Cerezo-Mota *et al.*, 2016). Este mismo patrón en el aumento y disminución de la precipitación es registrado durante las fases positivas de la PDO (Metcalf *et al.*, 2015; Cerezo-Mota *et al.*, 2016).

Los trabajos de Jauregui (1995) revelan un aumento de más del 50% en la precipitación de invierno en la subcuenca de Sayula y áreas cercanas durante los años del fenómeno de El Niño respecto a lo observado durante el fenómeno de La Niña. Así mismo, menciona que la disminución de la precipitación de verano asociada al fenómeno de El Niño coincide con el número de sequías registradas en la región occidental del centro de México.

Bajo condiciones de La Niña las lluvias de verano en México son más fuertes debido a la intensificación del monzón (Roy *et al.*, 2013). El aumento de la precipitación durante este fenómeno se atribuye a: 1) el desplazamiento hacia el norte de la ITCZ, lo cual resulta en un incremento del vapor de agua transportado hacia el norte, y 2) una disminución en la SST en la costa sur de México, lo cual incrementa el contraste térmico del océano y el continente (Liebmann *et al.*, 2008). Además Liebmann y colaboradores (2008) mencionan que fases negativas en la NAO están relacionadas con el fenómeno de La Niña.

Para la subcuenca de Sayula y áreas cercanas, el trabajo de Castillo y colaboradores (2017) reportó un incremento en el índice de aridez durante los inviernos y veranos asociados al fenómeno de La Niña. Los autores mencionaron, además, que dicho fenómeno se acrecienta en invierno y que es posible pensar que bajo este escenario haya una mayor erosión durante ambas estaciones. Así mismo, señalan que los años asociados al fenómeno de El Niño y La Niña se caracterizan por presentar lluvias intensas en cortos periodos de tiempo, que pueden llegar a exceder el promedio de precipitación estacional en años normales (Castillo, *et al.*, 2017).

4. Antecedentes

4.1 Registros paleambientales en el centro de México

La FVTM es una provincia geológica que atraviesa México de este a oeste alrededor de 20 °N. La actividad volcánica y tectónica de esta provincia geológica comenzó durante el Neógeno (≈ 19 Ma) y continúa hasta nuestros días. Su actividad volcánica ha producido 8,000 estructuras volcánicas, algunas de las cuales corresponden a los mayores edificios volcánicos del país (Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Ferrari *et al.*, 2011). Dentro de esta provincia se han formado cuencas intermontanas en las que se encuentran cuerpos de agua, que han permitido la preservación de secuencias sedimentarias que han sido clave para las investigaciones paleoambientales de esta zona del país (Lozano *et al.*, 2013).

Los trabajos realizados en la parte centro del país han tenido como uno de sus objetivos determinar la importancia de la variabilidad climática global en sitios de latitudes bajas, en donde hasta nuestros días sigue siendo necesaria una documentación más amplia. Aunado a esto, las investigaciones realizadas abarcan, en su mayoría, el estudio de los últimos 30,000 años cal. AP. Sólo Tecocomulco, Texcoco, Chalco y Cuitzeo cuentan con un registro temporal más largo (Caballero *et al.*, 2010) (Fig. 1).

Por su parte, Torres-Rodríguez y colaboradores (2012) señalan que una de las problemáticas recurrentes en las reconstrucciones paleoclimáticas y paleoambientales en la zona es que la mayoría de los estudios están centrados principalmente en el Pleistoceno tardío y el Holoceno, periodo en donde la actividad humana alteró el paisaje. Así mismo, algunas de las secuencias carecen de una cronología robusta que limita la identificación de los mecanismos climáticos subyacentes y la comparación con otros registros. En otros casos, los registros provienen de lagos poco profundos y muestran evidencias de hiatos en la sedimentación (Torres-Rodríguez *et al.*, 2012).

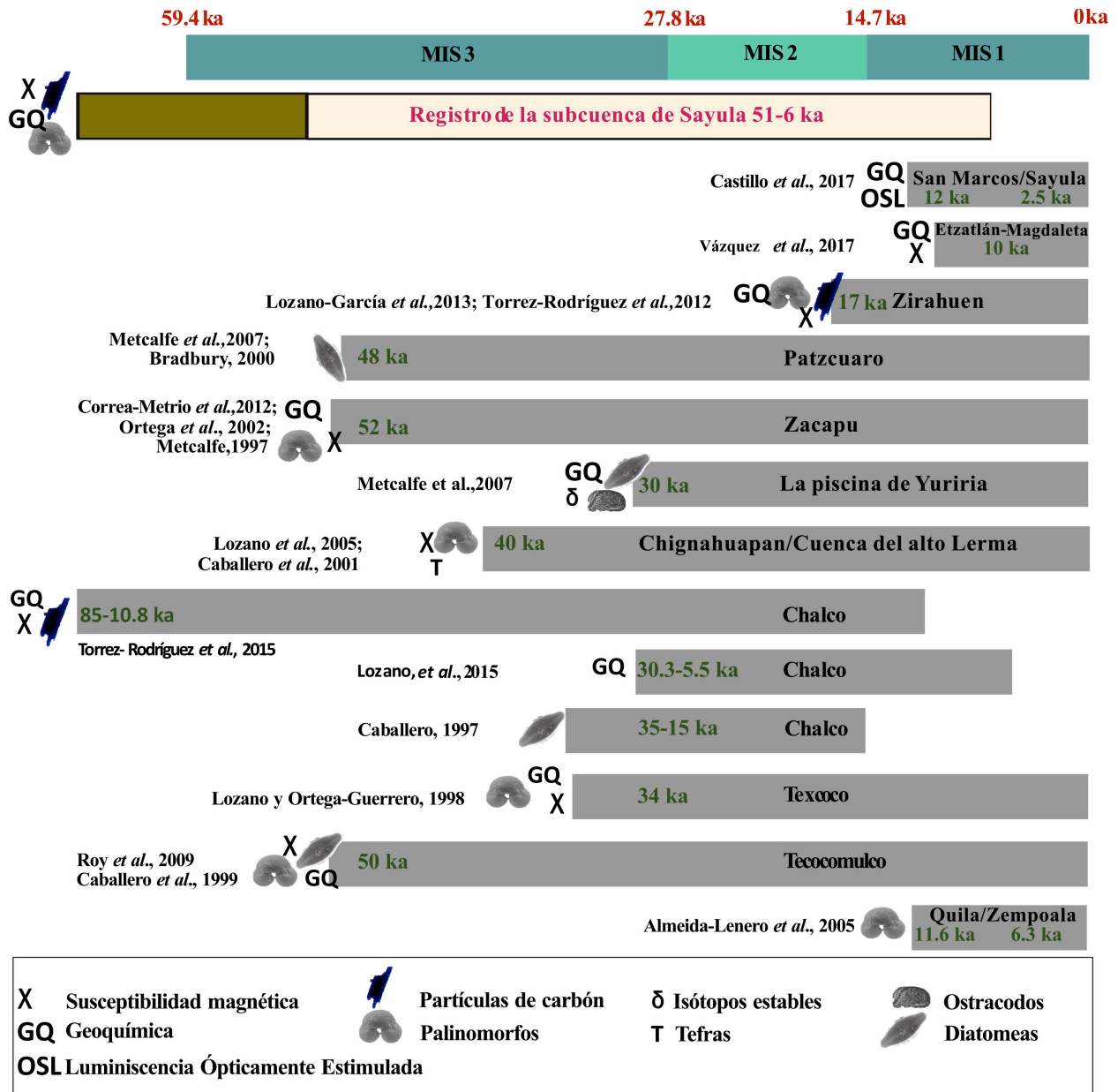


Figura 1. Trabajos paleoambientales realizados en distintos lagos de la FVTM considerando los indicadores que fueron usados (recuadro inferior) y el periodo de tiempo que abarca cada una de las secuencias sedimentarias en ka (miles de años AP). Los sitios se encuentran acomodados según su ubicación con un vector que va del occidente al oriente de la FVTM. El primer rectángulo indica la duración de los MIS 1, 2 y 3. El rectángulo que corresponde a la subcuenca de Sayula se divide en dos secciones. La sección de color ocre representa la sección del núcleo que fue recuperada por la Dra. Metcalfe y su equipo, pero que no fue analizada en la presente investigación.

5. Sitio de estudio

5.1 Ubicación Geográfica y delimitación de la subcuenca

El lago de Sayula, que se encuentra entre los 19°54'24''- 20°10'32''N y los 103°27'39''- 103°36'40''O, se ubica en la porción sur del Estado de Jalisco dentro de la cuenca Zacoalco-Sayula (Fig. 2 y 3) (Ramsar, 2003), la cual, puede agruparse dentro de la cuenca hidrológica del lago de Chapala (Comisión Estatal de Agua Jalisco, 2005).

La cuenca Zacoalco-Sayula tiene una extensión de 16,800 ha y está limitada al oeste y al sur por la sierra de Tapalpa, al este por la sierra del Tigre y al norte por un conjunto de lomeríos que separan al lago de Sayula del lago Zacoalco (Villegas-Flores, 1995). Otra de las sierras que delimitan la cuenca es La Difunta, que al norte continúa hasta los cerros de Acatlán de Juárez y al sur por la Cuesta de Sayula (Macías-Rodríguez, 2004). Entre los picos montañosos con mayor altura que delimitan la cuenca se encuentran el cerro de La Peña, que pertenece a la sierra del Tigre con 2,410 m.s.n.m, y el pico más alto de la sierra de Tapalpa con 2,800 m.s.n.m (Valdez *et al.*, 2005). Las otras cimas montañosas oscilan alrededor de los 2,200 m.s.n.m (Ramsar, 2003). Castillos y colaboradores (2017) mencionan que la altura entre el lago y las cúspides de las montañas fluctúa entre ~600-1,400 m.

El lago de Sayula tiene un área de 1,480 km² a una altitud de 1,350 m.s.n.m (Ramsar, 2003; INEGI, 2016). Es un cuerpo de agua de origen tectónico, que se ha reportado como un lago cálido-polimíctico, con una profundidad máxima de 1 m (Sigala *et al.*, 2016), aunque por lo general tiene una profundidad que va de los 60 a los 90 cm (Macías-Rodríguez, 2004). El periodo de inundación dura alrededor de ocho meses, que van de junio a enero (Macías-Rodríguez, 2004). Los ríos de mayor importancia en la subcuenca son Atoyac y Teocuitatlán, y los arroyos Citala, San Juan y San Cayetano (Villegas-Flores, 1995).

5.2 Geología

El Estado de Jalisco tiene como basamento regional rocas metamórficas del Triásico y el Jurásico, las cuales, están expuestas únicamente en algunas áreas reducidas y aisladas de su territorio (Consejo de Recursos Minerales, 1992). Además, la geología del estado alberga evidencias de los procesos de extensión y compresión asociados a la subducción de la placa de Rivera bajo el bloque Jalisco (Carmichael *et al.*, 1996). Los sitios cercanos a la subcuenca del

lago de Sayula han sido dominados por el vulcanismo de composición calco-alkalino desde el Cenozoico medio y hasta el Holoceno (Allan, 1986), así como los procesos de extensión y compresión antes mencionados.

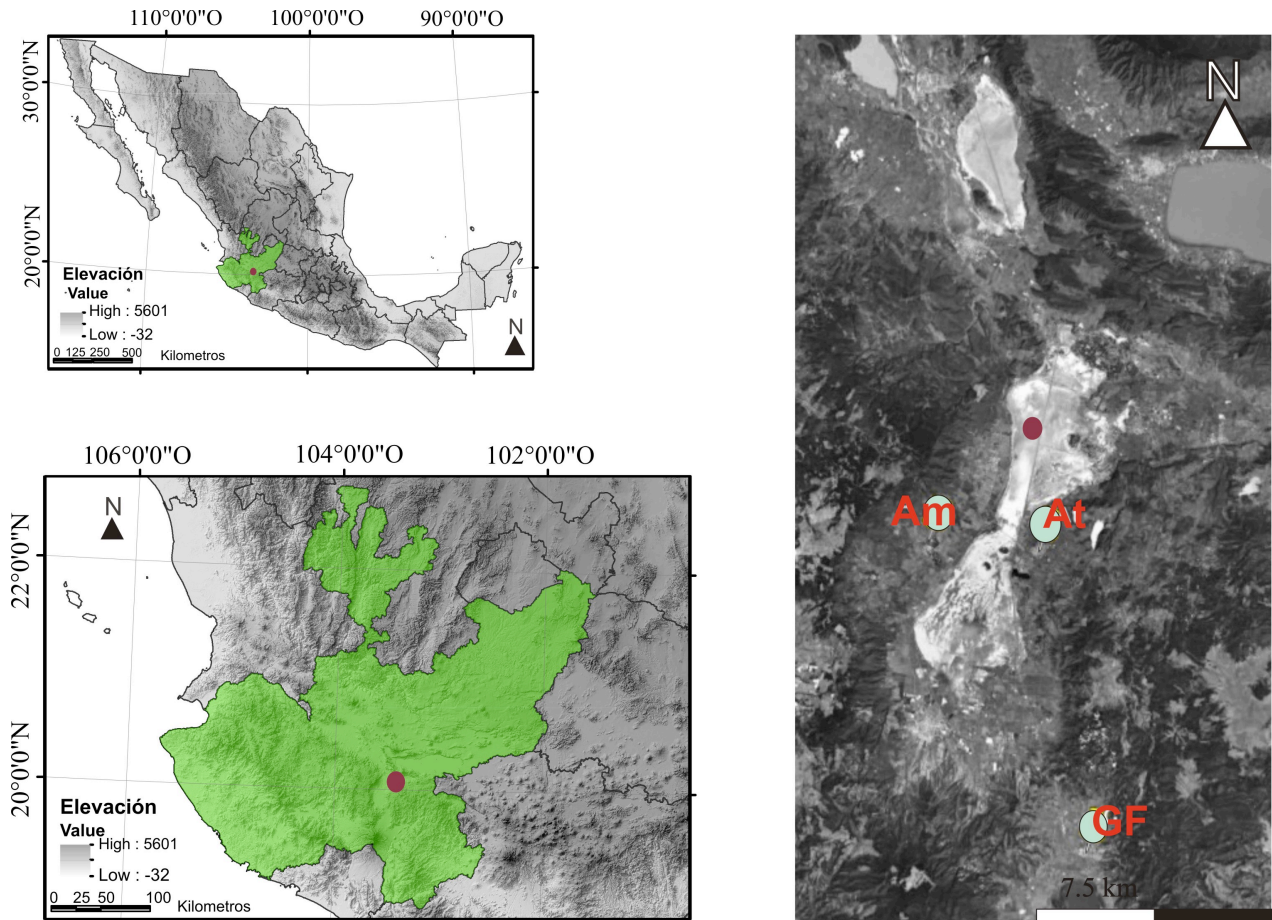


Figura 2. Ubicación del lago de Sayula en el Estado de Jalisco al occidente del Eje Volcánico Transmexicano. A la izquierda resaltado en verde se encuentra el Estado de Jalisco, que se encuentra en la vertiente del Pacífico. En la imagen de la derecha, con un punto rojo se muestra la posición en la que se extrajo el núcleo Say-07-01 al norte del lago. Se presenta, además, la ubicación de las estaciones meteorológicas de Amacuea (Am); Atoyac (At) y Gómez Farías (GF) del Servicio Meteorológico Nacional.

El lago de Sayula se encuentra en la subprovincia de Chapala que pertenece a la provincia de la FVTM (Ramsar, 2003). La FVTM se extiende desde el Golfo de México hasta el océano Pacífico (Gómez-Tuena *et al.*, 2005) y está asociada a la subducción de las placas Cocos y Rivera (Allan, 1986). Esta cadena montañosa está definida como un arco magmático continental (Gómez-Tuena *et al.*, 2005) que tiene un gradiente altitudinal de hasta 5,000 m (Caballero *et al.*, 2010).

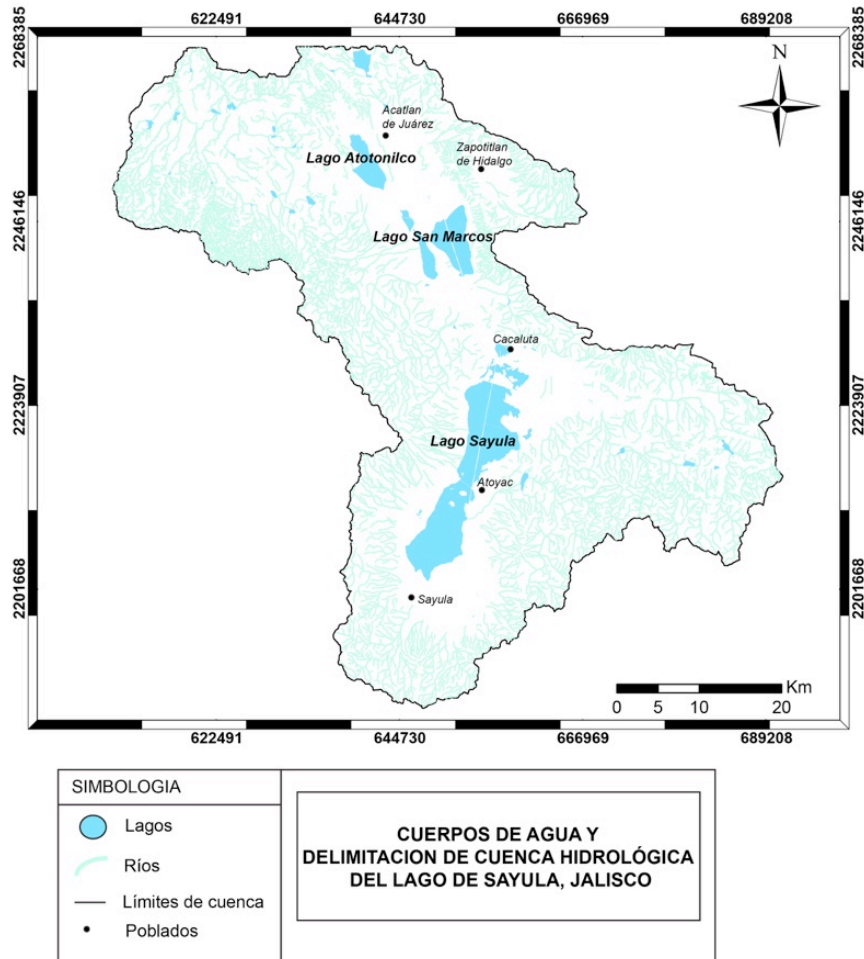


Figura 3. Delimitación de la subcuenca hidrológica, sus afluentes y la posición del lago de Sayula realizado en el programa Arc GIS 10.1 con las cartas del modelo digital de elevaciones 1:50,000 del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI).

La parte occidental de la FVTM, región en la que se encuentra la subcuenca del lago de Sayula, está dominada topográfica y estructuralmente por un sistema de tres grandes *grabens* que se intersectan al suroeste de la ciudad de Guadalajara. Dicho sistema está conformado por el *graben* de Colima, de Zacoalco y Chapala (Allan, 1986; Ferrari y Rosas-Elguera, 2000). Así mismo, esta región coincide con la intersección de la provincia de la Sierra Madre Occidental y el bloque Jalisco (Carmichael *et al.*, 1996). Allan (1986) indica que el *graben* de Colima dio origen a la depresión de Sayula. Mientras que, Carmichael y colaboradores (1996), mencionan que debido al proceso extensional del *rift* de Colima las rocas del Plioceno temprano cayeron como mínimo 2.5 km en dirección este-oeste en la zona que corresponde al *graben* de Sayula.

Las rocas que se encuentran aflorando alrededor del lago de Sayula son en términos generales de origen volcánico con edades que van del Mioceno al Holoceno. Ferrari y colaboradores (2000) mencionan que la edad promedio de las rocas que rodean el lago es de ~3.800 millones de años. Los datos de INEGI (1978), Allan (1986) y de Gómez-Tuena y colaboradores (2005) muestran que la base de la subcuenca está constituida principalmente por depósitos sedimentarios de origen lacustre, así como coluviones y aluviones del Cuaternario. Hacia las partes bajas de la subcuenca se pueden observar depósitos de caída del Cuaternario. A nivel regional se encuentra la presencia de cenizas y conos de lava de composición alcalina y algunas andesitas, dacitas y basaltos del Cuaternario. Gómez-Tuena y colaboradores (2005) mencionan la presencia de rocas de composición máfica a intermedias de entre seis y tres millones de años, y Allan (1986) indica la presencia de horblendas de hace 69.8 millones de años en algunos sitios muy puntuales.

Finalmente es importante mencionar, que a 55 km al nor-noreste del lago de Sayula se encuentra el Complejo Volcánico de Colima (CVC), el cual es uno de los complejos volcánicos más activos durante el Cuaternario (Luhr *et al.*, 2010; Franco-Ramos *et al.*, 2013). El CVC está formado por tres edificios volcánicos; el volcán de Colima (3,860 m.s.n.m), también conocido como el Volcán de Fuego, el Nevado de Colima (4,255 m.s.n.m) y el volcán Cantaro (2,900 m.s.n.m). El CVC se encuentra en el sector occidental de la FVTM (Luhr *et al.*, 2010; Norini, 2010; Capra *et al.*, 2013). El volcán Cantaro es el más viejo y su actividad se remonta alrededor de ~1.5 a 1 millón de años. La actividad del Nevado de Colima inició ~0.53 millones de años o antes; mientras que el volcán de Colima inició su actividad hace ~50,000 años (Norini *et al.*, 2010) y es el volcán más activo de México y Norteamérica en la actualidad (Medina, 1983; Savov *et al.*, 2008; Luhr *et al.*, 2010).

5.3 Clima

El clima corresponde a un clima semiseco y semicálido (BS1h'(h)w(w)(i')g), con régimen de lluvias de verano y una mínima oscilación anual en las temperaturas medias mensuales considerando la clasificación de García (1998) (Fig. 4). El clima de la zona se caracteriza por una temperatura media anual que oscila alrededor de los 19.6 °C y una precipitación promedio anual de 569 mm al año según la información de las estaciones meteorológicas cercanas (Tabla 2 y Fig. 2 y 4).

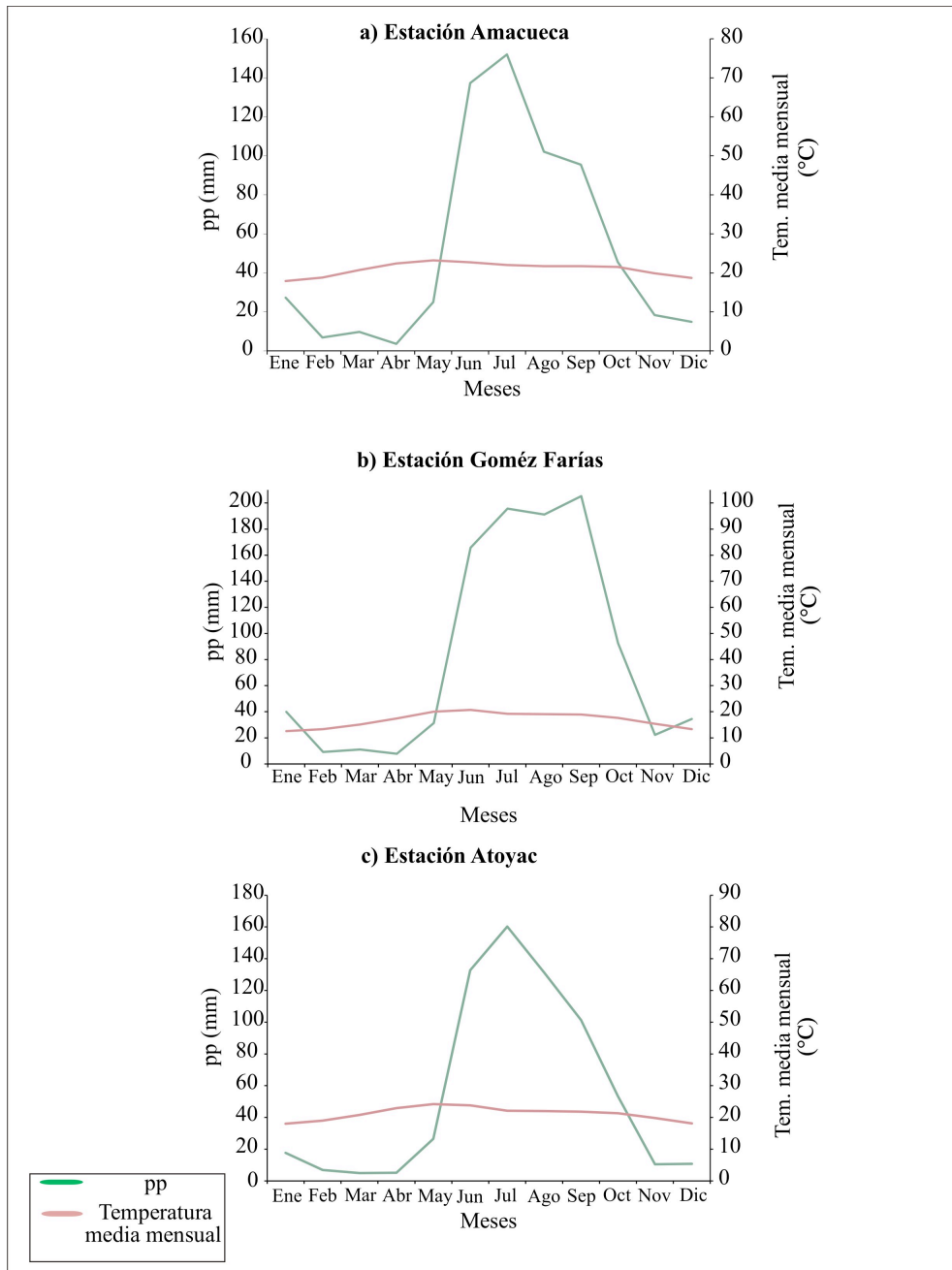


Figura 4. Climatogramas contruidos con las normales climáticas de las tres estaciones del Servicio Meteorológico Nacional que se encuentran dentro de la subcuenca del lago de Sayula.

Nombre de la estación	Coordenadas geográficas	Altura (msnm)	Temperatura media anual (°C)	Precipitación anual (mm/año)	Evaporación anual (mm/año)
Atoyac	20°00'35" N, 103°30'55" O	1,350	21.15	661.2	2,047
Amacueca	20°01'00" N, 103°36'00" O	1,439	20.9	638	2,137
Gómez Farías	19°47'39" N, 103°28'38" O	1,510	16.9	1,006.4	1,698

Tabla 2. Coordenadas de las estaciones del Servicio Meteorológico Nacional que se encuentran dentro de la subcuenca del lago de Sayula y los promedios de las variables climáticas reportadas.

5.4 Vegetación

Los estudios botánicos realizados en la subcuenca del lago de Sayula permiten reconocer la existencia de al menos cuatro comunidades vegetales (A.1). Villegas-Flores (1995) reporta la presencia de vegetación halófito, bosque espinoso, bosque tropical subcaducifolio y vegetación acuática y subacuática (Tabla 3). INEGI (1978), por su parte, indica la presencia de bosques de *Quercus*, bosques caducifolios con *Pinus* y algunos matorrales en la parte oriental de la subcuenca. Registra, además, la presencia de selva baja caducifolia, bosques de *Pinus* y *Quercus*, y matorrales en la zona sur de la misma. Para la sierra del Tigre y la sierra de los Manzanillos registra la presencia de bosques de *Pinus* y selva baja caducifolia. En la Sierra de Tapalpa, según la información de Martínez-Moreno y colaboradores (1990), se encuentran presentes bosques de *Pinus* y de *Pinus-Quercus*. Entre las especies que se han encontrado están *Pinus michoacana* var. *cornuta*, *P. oocarpa* y *P. leiophylla*. Destaca, además, la presencia de *Quercus* spp., *Crataegus* spp., *Arbutus* spp., *Alnus* spp. y *Persea* spp. (Martínez-Moreno *et al.*, 1990). Mientras que, Macías-Rodríguez y colaboradores (2017) describen la presencia vegetación acuática, vegetación halófito, bosque tropical subcaducifolio, bosque espinoso, bosques de *Pinus-Quercus*, bosques de *Quercus-Pinus*, bosques de *Quercus*, bosques de *Pinus*.

La subcuenca cuenta con una diversidad de alrededor de 113 familias, 415 géneros y 687 especies. Las familias con una mayor diversidad son Poaceae (con 46 géneros y 103 especies),

Asteraceae (con 58 géneros y 81 especies), Fabaceae (con 31 géneros y 47 especies), Solanaceae (con 10 géneros y 38 especies), Euphorbiaceae (con 7 géneros y 25 especies), Malvaceae (con 20 géneros y 12 especies), Cactaceae (con 18 géneros y 10 especies), Lamiaceae (con 9 géneros y 18 especies) y Convolvulaceae (con 6 géneros y 16 especies) (Macías-Rodríguez, *et al.*, 2017). Al considerar la forma de vida, hay una predominancia de herbáceas, arbustos y árboles. Las plantas trepadoras, parásitas, epífitas y suculentas son otras de las formas de vida que es posible observar en la subcuenca (Villegas-Flores, 1995; Macías-Rodríguez, *et al.*, 2017).

Tipo de Vegetación	Taxa característicos
<p>Vegetación halófito (pastizal halófito)</p>	<p>Tiene la mayor extensión en el vaso de la subcuenca. Destaca la presencia de especies de la familia Poaceae, como: <i>Distichlis spicata</i>, <i>Eragrostis obtusiflora</i>, <i>Sporobolus pyramidatus</i></p> <p>Otras especies importantes son: <i>Suaeda torreyana</i>, <i>Lycium carolinianum</i>, <i>Sesuvium portulacastrum</i>, entre otras. Se han encontrado 14 especies.</p>
<p>Bosque espinoso</p>	<p>El estrato arbóreo está dominado por <i>Prosopis laevigata</i> (mezquite). Se observa, además, la presencia <i>Stenocereus queretaroensis</i> (pitayo), <i>Pithecelobium dulce</i>, especies del género <i>Ficus</i> spp., entre otros.</p> <p>En el estrato arbustivo domina <i>Acacia farnesiana</i> (huizache), <i>Celtis pallida</i>, <i>Opuntia fuliginosa</i>, <i>Commicarpus scandens</i>, entre otras. Dicho estrato, por lo general está bien desarrollado y es rico en especies espinosas (Macías-Rodríguez, 2004).</p> <p><i>Opuntia pubescens</i>, <i>Plantago major</i>, <i>Cynodon dactylon</i>, <i>Atriplex semibaccata</i>, <i>Chenopodium mexicanum</i>, entre otras, son especies que abundan en el estrato de las hierbas, en el cual se observa un aumento en la diversidad de especies durante la época de lluvias cuando crecen especies del género <i>Brassica</i> spp., <i>Solanum</i> spp. y diversos géneros de la familia Poaceae.</p> <p>Macías-Rodríguez (2004) menciona que, las especies de las familias Fabaceae y en ocasiones Cactaceae son abundantes en este tipo de comunidades y que, por lo general existe un solo estrato arbóreo. La dominancia en la comunidad está dada por una o dos especies y con menor frecuencia por varias.</p> <p>Se han reportado 83 especies, de las cuales 14 son compartidas con el bosque tropical subcaducifolio.</p>

Tipo de Vegetación	Taxa característicos
<p>Bosque tropical caducifolio</p>	<p>Se encuentra en las laderas de las sierras que rodean al lago.</p> <p>Destaca la presencia de <i>Bursera fagaroides</i>, <i>B. penicillata</i>, <i>Ceiba aesculifolia</i>, <i>Ipomoea intrapilosa</i>, <i>Lysiloma microphylla</i>, <i>Plumeria rubra</i>, <i>Guazuma ulmifolia</i> y especies del género <i>Ficus</i> spp., por mencionar algunos.</p> <p>En el estrato de los arbustos se observa la presencia de <i>Iresine calea</i>, <i>Tournefortia hartwegiana</i>, <i>Cnidoscolus spinosus</i>, diversas especies de <i>Opuntia</i> spp., entre otras. El estrato herbáceo se caracteriza por tener un número pequeño de especies durante la época seca del año, como <i>Abutilon reventum</i>, <i>Cheilanthes sinuata</i> y <i>Mammillaria scrippsiana</i>. En la época de lluvias destaca la presencia de <i>Ptelea oaxacana</i>, <i>Cheilanthes lozanii</i>, <i>Bommeria pedata</i>, especies del género <i>Solanum</i> spp. y <i>Commelina pallida</i>.</p> <p>Han sido registradas 123 especies.</p>
<p>Vegetación acuática y subacuática</p>	<p>Ocupa la menor proporción dentro de la subcuenca y se encuentra en las aguas dulces y salobres. Se pueden observar especies como <i>Eichornia crassipes</i>, <i>Hydrocotyle verticillata</i>, <i>Lemna gibba</i>, <i>Hedichium coronarium</i>, <i>Typha domingensis</i>, <i>Bacopa monnieri</i>, <i>Lippia nodiflora</i> y varias especies de la familia Cyperaceae.</p> <p>Se contabilizaron 38 especies.</p>

Tabla 3. Comunidades vegetales descritas en el trabajo de Villegas-Flores (1995) para la subcuenca del lago de Sayula. El autor registra la presencia de pastizal halófito, vegetación acuática y subacuática, bosque espinoso y bosque tropical caducifolio. Se reporta el número de especies totales identificadas en el trabajo citado para las distintas comunidades.

6. Métodos

El núcleo Say-07-01 con 35m de longitud fue obtenido de la parte norte del lago de Sayula (20°6' N, 103°30' O) (Fig. 3) usando un equipo de perforación Ackercon con un tubo de captación Shelby. La perforación se llevo acabo como parte de un proyecto de investigación de distintas universidades del Reino Unido, que continua con la dirección de la Dra. Sarah Metcalfe de la Universidad de Nottingham. La Dra. Metcalfe nos proporcionó 124 muestras, las cuales fueron procesadas en el laboratorio de Paleoecología, Paleoclimatología y Cambio Climático del Instituto de Geología en la UNAM. El presente trabajo muestra los resultados obtenidos con las 80 muestras más superficiales de la secuencia sedimentaria, que van de los 0.45 m a los 20.45 m.

Las 80 muestras analizadas en el Instituto de Geología fueron tomadas por la Dra. Metcalfe de manera sistemática cada 20 centímetros, a excepción de algunos casos, en los que existe una separación de 10 cm entre muestras, y en otros donde hay una separación de hasta 80 cm (entre las muestras que corresponde a 195 y 115 cm de profundidad). Además, nos fue proporcionada la descripción litológica del núcleo, el modelo de edad y los datos obtenidos de la medición de susceptibilidad magnética (SM), % de la Pérdida de Peso por Ignición (LOI, por sus siglas en inglés) LOI_{550°C}, % LOI_{925°C} y % de calcita. Las mediciones de SM, % LOI_{550°C} y % LOI_{925°C} se realizaron cada 10 cm, a excepción de casos aislados en donde se tienen datos cada 50 u 80 cm. Las mediciones del % de calcita fueron irregulares, aunque, en promedio se tienen mediciones cada 40 cm.

6.1 Análisis palinológico

6.1.1 Extracción de palinomorfos

La extracción de palinomorfos se realizó siguiendo el método de Fægri e Iverse (1989) modificado por el laboratorio de Paleoecología, Paleoclimatología y Cambio Climático de la UNAM. Este método permite la desintegración de la materia mineral y orgánica de los sedimentos, por lo que únicamente los palinomorfos y muy pocos restos de otros materiales resisten dicho proceso. El procesamiento se hizo con 0.5 g de sedimento para cada muestra, que fueron pesados y colocados en tubos de ensayo a los que se les fueron añadiendo distintos reactivos. Los compuestos usados fueron ácido clorhídrico (CLH) al 10% y HCl 10N, para la

eliminación de carbonatos; ácido fluorhídrico (HF) al 10% para la desintegración los compuestos silicatados, e hidróxido de potasio (KOH) 1N que permitió la desintegración de la materia orgánica. Al comienzo del procesamiento a cada muestra se agregaron dos pastillas marcadoras de *Lycopodium clavatum*, que permiten tener un control de la concentración de los palinomorfos. Posteriormente las muestras fueron teñidas con una gota de safranina y montadas en laminillas para su observación en un microscopio óptico.

6.1.2 Conteo e identificación de palinomorfos

La observación de las muestras palinológicas se realizó en un microscopio óptico con los objetivos de 100x y 40x. Se contaron los granos de polen y esporas de Pteridophytas y Briophytas *s.l.* observadas en cada transecto hasta alcanzar un total de 200. Los granos de polen de *Pinus* no se incluyeron en la suma polínica. En las muestras donde no se alcanzó la suma de polen de 200 granos se contaron 1,000 esporas de *Lycopodium clavatum*. En los transectos observados fueron contadas además, las esporas marcadoras y Palinomorfos no Polínicos (PNPs) que se encontraban dentro del campo de visión.

6.1.3 Diagramas polínicos

Los taxa identificados en los conteos polínicos fueron agrupados en distintos conjuntos según su forma de vida (árboles, hierbas, Pteridophytas, Bryophytas *s. l.*, PNPs, y plantas hidrófilas). Los conteos fueron registrados en una matriz con la que se realizaron los siguientes diagramas polínicos: 1) porcentaje y concentración de la vegetación regional, y 2) la concentración de los PNPs y el porcentaje de las plantas hidrófilas en términos de la vegetación regional (Birks y Birks, 1980). Estas gráficas fueron realizadas con el programa TILIA 2.0 y TGView (Grimm, 1992), que es un software especializado en el análisis de datos palinológicos.

En el diagrama polínico del porcentaje de la vegetación regional los conteos de *Pinus* se presentan como una tasa de *Pinus* vs. la suma de los taxa regionales (árboles, hierbas, Pteridophytas y Bryophytas *s. l.*), ya que diversos estudios lo consideran como un taxón sobre representado en los registros del centro de México (Lozano-García y Xelhuantzi-López, 1997). Asimismo, con los datos de porcentaje de la vegetación regional y la ayuda del Análisis de Agrupamiento Aglomerativo Estratigráficamente Restringido (CONISS, por sus siglas en inglés)

del programa TILIA 2.0 (Grimm, 1992) se establecieron las zonas polínicas considerando los grupos que se encontraban a una distancia cofenética menor a cuatro.

Se calculó, además, la concentración de palinomorfos ([Conteo de cada palinomorfo/ no. de *Lycopodium clavatum* contadas en la muestra]*concentración de *Lycopodium clavatum*) de todas las muestras. Dicha medición ofrece información acerca de los cambios en sedimentación de la subcuenca y es una medida independiente de la abundancia de cada uno de los taxa (Faegri e Irvase, 1989).

6.2 Análisis de partículas de carbón

6.2.1 Extracción de partículas carbonizadas

La extracción de partículas de carbón se realizó con 0.5 cm³ de sedimento de cada muestra siguiendo el protocolo de Whitlock y Larse (2001). Este método tiene como objetivo deflocular las muestras sedimentarias y facilitar la posterior separación manual de las partículas de carbón. Para lo cual, cada muestra fue colocada en frascos que contenían pirofosfato de sodio (Na₄P₂O₇) al 10% durante 48 horas, mientras eran mantenidas en refrigeración. Posteriormente, las muestras fueron colocadas en una parrilla a 90 °C, agregando un poco más Na₄P₂O₇ durante 20 minutos. Culminado el paso anterior, se realizó un lavado con Na₄P₂O₇ y agua. Este paso fue realizado con la ayuda de un tamiz de apertura de malla de 53 µm, recuperándose únicamente la parte de la muestra que se encontraba encima del tamiz y que corresponde al tamaño de interés de las partículas de carbón.

6.2.2 Separación del material carbonizado

La observación y toma de fotografías de las partículas de material carbonizado se realizó en los microscopios estereoscópicos Stemi 200C y Stemi 508. Las muestras fueron colocadas en cajas Petri cuadradas y las partículas encontradas fueron fotografiadas en cada uno de los cuadrantes a un aumento de 1.6x y 3.2x, buscando que, en cada una de las fotos tuvieran el mejor contraste y enfoque posible.

6.2.3 Concentración de las partículas carbonizadas

Las fotografías tomadas de cada muestra fueron analizadas con el Software de libre distribución *ImageJ version 1w.50g* (Rasband, 2016), el cual permite la distinción de las partículas de carbón

del resto de otros materiales con base en el color de las mismas. Para la obtención del área en mm^2 y las dimensiones del largo y ancho de cada partícula el programa fue previamente calibrado considerando el microscopio y los aumentos usados. Se graficó el área total de las partículas de carbón detectadas en todas las fotografías de cada muestra.

La suma total de las partículas carbonizadas consideró únicamente las partículas con una longitud $>100 \mu\text{m}$ y dicha suma fue expresada posteriormente en términos de concentración para cada una de las muestras. Dicha medida fue elegida considerando la información descrita en la sección de Marco Teórico y el estudio realizado por López (2014) en el que se indica que el umbral de tamaño de las partículas de material carbonizado modernas para la FVTM se encuentran alrededor de 0.01 mm^2 en la mayoría de los casos, correspondiendo a partículas con un diámetro de entre $100\text{-}125 \mu\text{m}$. Así mismo, menciona que para la FVTM las partículas $>70 \mu\text{m}$ son indicadoras de incendios. Otros autores además han propuesto umbrales con tamaños similares de partículas para diferentes sitios de estudio (Briles *et al.*, 2005; Long y Whitlock, 2002; Gardner y Whitlock, 2001).

6.3 Establecimiento de gradientes ambientales

El Análisis de Correspondencia sin Tendencia (DCA, por sus siglas en inglés) y el Análisis de Correspondencia Canónica (CCA, por sus siglas en inglés) fueron aplicados en este estudio con el objetivo de detectar cambios en las comunidades vegetales y la asociación de dichos cambios con factores ambientales. Ambos análisis fueron calculados en el software de libre distribución RStudio 1.0.136.

El DCA es un método de ordenación que simplifica un espacio multidimensional y que se caracteriza por la reducción del Efecto de Arco entre las muestras (Legendre y Legendre, 1998, Correa-Metrio *et al.*, 2014). Los ejes de ordenación en este método son expresados en términos de Desviaciones Estándar (DE) (Hill y Gauch, 1980), lo que permite hacer un estudio del recambio ecológico en las comunidades. Se dice, que a una DE se da un recambio del 50% de los taxa (Gauch, 1982)

El CCA permite explicar la distribución de los taxa y la contribución de las variables ambientales a dicha distribución en un espacio de ordenación (Legendre y Legendre, 1998). El

CCA realiza regresiones lineales multivariadas entre los datos de la composición de las comunidades y los factores ambientales (Borcard *et al.*, 2011; Torres-Rodríguez, 2012).

El DCA y el CCA de la vegetación regional se realizó con 68 muestras en las que se calculó el porcentaje de los taxa. Los taxa presentes en esta matriz, fueron sometidos a un filtro de abundancia y persistencia, que tiene como objetivo eliminar el ruido producido por los taxa raros. La abundancia considera que el taxón sea mayor al 1% en todas las muestras y la persistencia que estuviera presente en por lo menos el 10% de las muestras totales (Correa-Metrio *et al.*, 2010). Por otra parte, fueron aplicados un DCA y un CCA para los datos del conjunto local, considerando la información de 80 muestras y aplicando igualmente los criterios de abundancia y persistencia. La SM, % LOI_{550°C}, % LOI_{925°C} y las partículas de carbón fueron los datos usados como variables ambientales en ambos CCA (Tabla 6 y 7). Para evaluar si los ejes de los análisis de ordenación eran significativos se usó el método de la vara partida (*broken stick*) en el caso del DCA y un ANOVA para el CCA (Legendre y Legendre, 1998).

7. Litología y modelo de edad del núcleo Say-07-01

7.1 Litología

La secuencia sedimentaria del núcleo Say-07-01 se caracteriza por la presencia de arcillas entre 20.45-16 m. Entre 16-10.4 m se depositaron arcillas limosas y se reporta la presencia de una tefra a 14.14 m. Posteriormente, entre 10.4-6.4 m se observa la presencia de arcillas y de dos capas de tefras a 7.19 y 7.17 m. Entre 6.4-5.5 se reportan arcillas limosas y entre 5.5-0.45 m se observa la presencia de arcillas y de dos tefras a 3.86 y 2.22 m (Fig. 5).

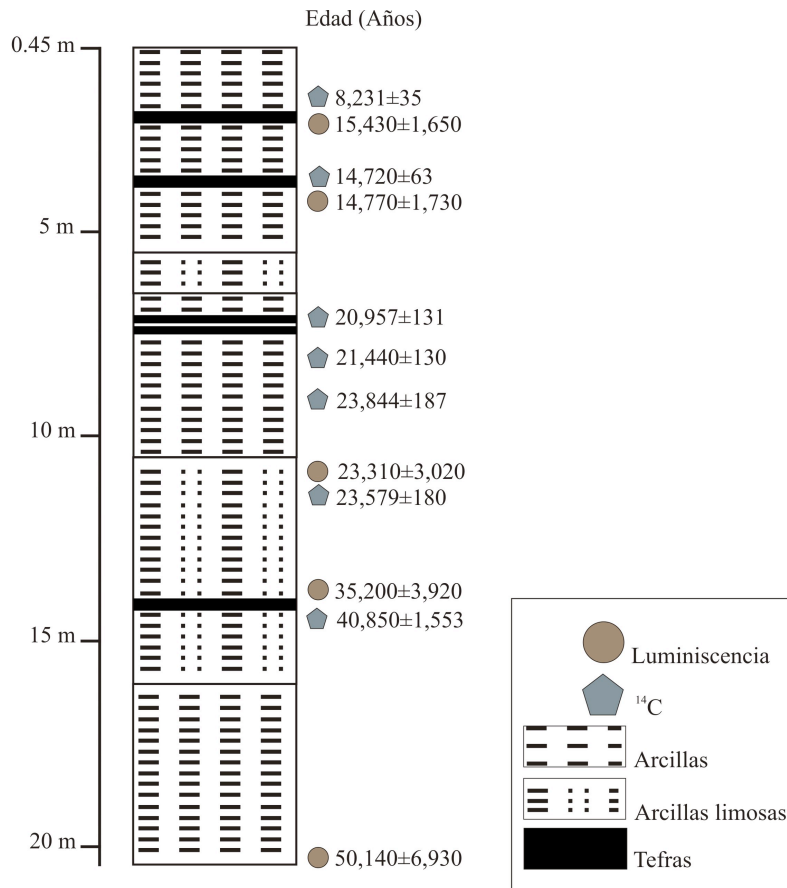


Figura 5. Litología del núcleo Say-07-01. Los pentágonos muestran las profundidades en las que se tomaron las muestras para su datación con ¹⁴C y con círculos las muestras datadas con luminiscencia. Se puede observar la presencia de arcillas y arcillas limosas, así como distintas capas de tefras (S. Metcalfe, comunicación personal, 2016).

7.2 Modelo de Edad

El modelo de edad fue construido considerando 17 edades, siete de ¹⁴C, ocho de luminiscencia, una por serie de Uranio y una por Argón-Argón (Tabla 4). Para las edades obtenidas por

luminiscencia y ^{14}C se utilizó sedimento total. La datación con la serie de Uranio fue realizada con una muestra del sílice de diatomeas y el método Argón-Argón fue aplicado en una de las teftras encontradas. Las edades de ^{14}C fueron calibradas usando IntCal13, con una probabilidad media y 2 sigma de rango de error. El modelo de edad fue calculado usando el software Bacon age-modelling y un método Bayesiano (Fig. 6).

Laboratorio código	Profundidad (m)	Método usado	Fecha del laboratorio
SUERC-36942	1.95	^{14}C	8,231 ± 35
UoN	2.135	Luminiscencia	15,430±1,650
SUERC-29866	3.85	^{14}C	14,720 ±63
UoN	4.095	Luminiscencia	14,770±1,730
SUERC-29867	6.95	^{14}C	20,957 ±131
Beta-245663	7.90	^{14}C	21,440±130
SUERC-29870	9.02	^{14}C	23,844±187
UoN	11.01	Luminiscencia	23,310±3,020
SUERC-29871	11.00	^{14}C	23,579±180
UoN	13.515	Luminiscencia	35,200±3,920
-	14.15	^{14}C	40,850±1,553
UoN	20.25	Luminiscencia	50,140±6,930
-	21.995	Serie de U	54,950±4,500
UoN	24.30	Luminiscencia	60,700±5,620
-	26.61	Ar-Ar	62,000±3,000
UoN	28.665	Luminiscencia	64,690±7,810
UoN	34.285	Luminiscencia	83,030±6,880

Tabla 4. Edades usadas en el modelo de edad del núcleo Say-07-01 y sus profundidades. Las fechas de ^{14}C fueron calibradas usando IntCal 13 (S. Metcalfe, comunicación personal, 2016).

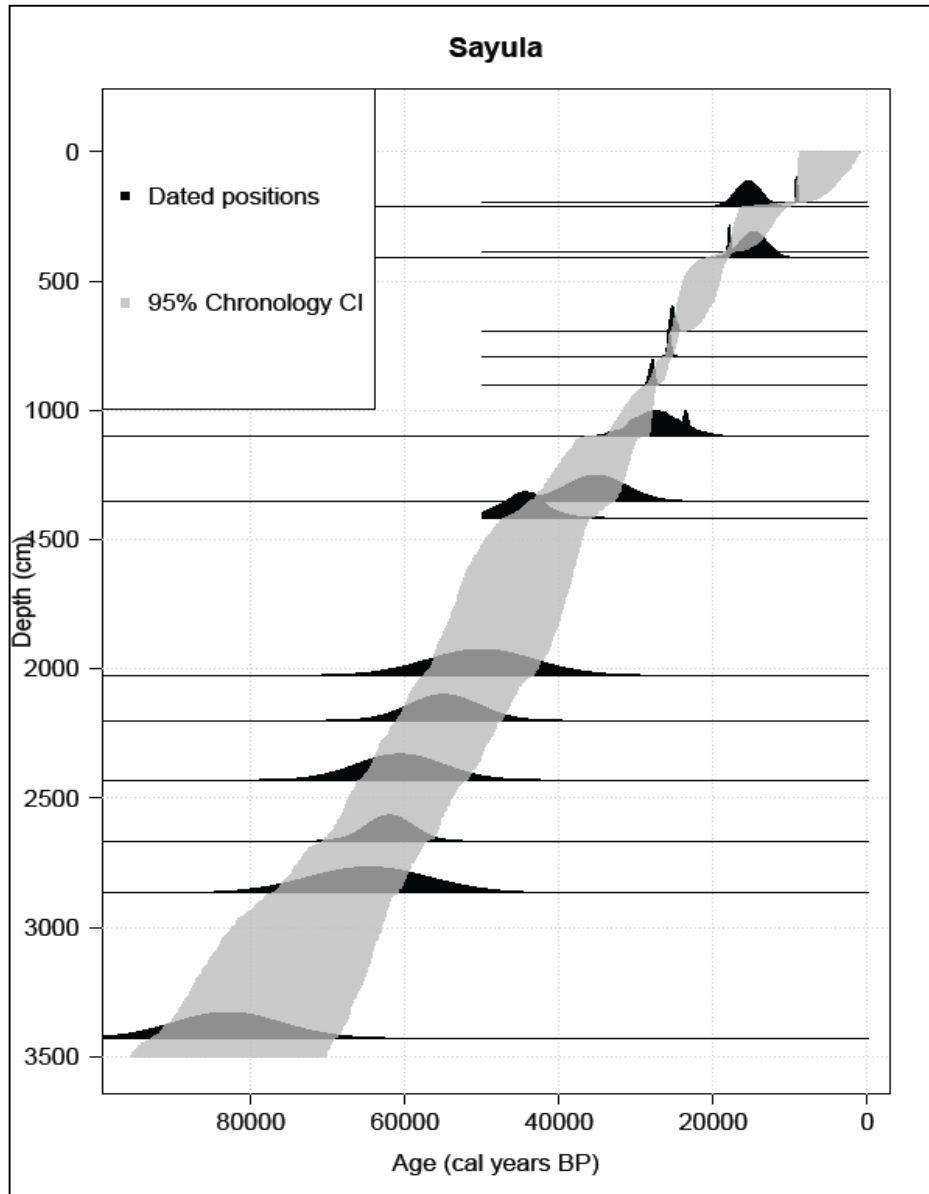


Figura 6. Modelo de edad para el núcleo Say-07-01 calculado con el software Bacon con base en 17 fechas (S. Metcalfe, comunicación personal, 2016).

7.3 Indicadores geoquímicos del núcleo Say-07-01

Para la interpretación de la historia y la dinámica paleoambiental y paleoclimática de la subcuenca del Lago de Sayula se consideraron los datos geoquímicos obtenidos por la Dra. Sarah Metcalfe y su equipo. En esta sección se presentan brevemente las medidas de la distribución de los datos de SM, % LOI_{550°C} y % LOI_{925°C} que fueron incluidos en los CCA regional y local (Tabla 5 y 6). Como se mencionó en la sección de Métodos, el CCA regional consideró los datos

palinológicos y geoquímicos de las 68 muestras de mayor profundidad, debido a los problemas de preservación que presentaban las muestras más superficiales. El CCA local tomó en cuenta los datos de las 80 muestras palinológicas que constituyen la presente investigación.

La SM de una muestra sedimentaria corresponde a la suma de las contribuciones individuales de la SM de los diferentes minerales que se encuentran en éste (Da Silva *et al.*, 2015). Dicho indicador es una medida del grado de magnetización de un material en respuesta a un campo magnético y es directamente proporcional a la cantidad y al tamaño de los minerales magnéticos en una muestra (Verosub y Roberts, 1995). El origen de los minerales magnéticos se asume como producto de la entrada de material detrítico proveniente de fuentes fluviales o eólicas, aunque en algunos casos pueden llegar a ser producto de los procesos de formación de suelo o de origen bacteriano (Da Silva *et al.*, 2015).

Registro regional			
Proxi	% LOI _{550°C} (Materia orgánica)	% LOI _{925°C} (Carbonatos)	Susceptibilidad magnética (SM) (Arrastre)
Media ± D.E	6.46±3.4	5.63±1.8	51.75±29.5
Valor mínimo	2.33	2.57	16.55
Valor máximo	14.93	11.76	173.7

Tabla 5. Medidas de la distribución de los 68 datos de los indicadores geoquímicos considerados para el CCA regional. D.E corresponde a la desviación estándar.

El análisis de la SM ha sido usado para evaluar la entrada de materiales clásticos en las cuencas (Long y Whitlock, 2002) y ha funcionado como un indicador de la tasa de erosión, de la fuente de aporte de sedimentos a un lago, del cambio de uso de suelo, de las variaciones en la fuerza del flujo y de eventos de remoción en masa (Dearing y Flower en Long y Whitlock, 2002; Caballero, 1997).

La técnica de LOI aplicada a las muestras sedimentarias permite realizar una estimación del contenido de agua, la densidad aparente, la proporción de la materia orgánica y de los carbonatos a través del calentamiento secuencial de las muestras (Santisteban *et al.*, 2004; Heiri *et al.*, 2001). Dicha técnica consta de la ignición del sedimento entre 500-550 °C y posteriormente a una temperatura entre 900-1,000 °C (Heiri *et al.*, 2001; Long y Whitlock, 2002). Antes y después

de cada reacción el peso de la muestra es medido y convertido en términos de porcentaje. En la primera reacción, la materia orgánica es oxidada en CO² y cenizas y es usada como una estimación de la materia orgánica. En la segunda reacción, los carbonatos reaccionan y liberan óxidos, por lo que se usa como una medida del contenido de los carbonatos (Heiri *et al.*, 2001).

Registro local			
Proxi	% LOI _{550°C} (Materia orgánica)	% LOI _{925°C} (Carbonatos)	Susceptibilidad magnética (SM) (Arrastre)
Media ± D.E	6.46±3.4	5.63±1.8	51.75±29.5
Valor mínimo	2.33	2.57	16.55
Valor máximo	14.93	11.76	173.7

Tabla 6. Medidas de la distribución de los 80 datos de los indicadores geoquímicos considerados para el CCA local. D.E corresponde a la desviación estándar.

El porcentaje de calcita tiene un valor mínimo de 0.50, un máximo de 27.50 y una media de 9.78 ± 6.06 . Dicho indicador fue usado únicamente en la interpretación paleoambiental, y fue proporcionado por el equipo de trabajo antes mencionado. Esta información no fue utilizada en los análisis estadísticos porque la mayoría de sus mediciones no eran sincrónicas con las observaciones palinológicas.

8. Resultados

En esta sección se presentan los resultados del análisis polínico y la concentración de las partículas de carbón de las muestras de los 20 m analizados del núcleo Say-07-01, que corresponden al periodo que va de 51,480 a 6,640 años cal. AP. En la primer sección se presentan los taxa encontrados en las muestras y la descripción de las comunidades vegetales y el conjunto local con base en las zonas polínicas detectadas con el análisis de agrupamiento CONISS. En la segunda sección se presenta la distribución de la concentración de las partículas de carbón. Mientras que, en la tercer sección se reportan los resultados obtenidos en los DCA y CCA.

8.1 Análisis palinológico

En el presente estudio se reporta la presencia de 38 taxa, que corresponden a 19 géneros y 14 familias para los palinomorfos polínicos, y 5 géneros y al Tipo-SAY1 para los palinomorfos no polínicos (PNPs). Los taxa fueron agrupados en dos conjuntos que corresponden al polen terrestre y al conjunto local; el primero corresponde al registro regional (árboles, hierbas y pteridophytas), mientras que el segundo considera los taxa locales (plantas hidrófilas y PNPs) (Tabla 7). Los taxa más abundantes a lo largo del registro fueron *Pinus* sp., *Alnus* sp., *Quercus* sp. y Poaceae.

8.1.1 Zonas polínicas del registro regional

Con base en el análisis de agrupamiento CONISS se establecieron cinco zonas polínicas que describen los cambios de la vegetación regional entre 51,480-18,320 años cal. AP. Las zonas III y V fueron subdivididas en tres y dos subzonas, respectivamente. (Figuras 7 y 8).

En las muestras que van de 13.85 a 0.45 m, con edades entre 17,300-6,640 años cal. AP se obtuvieron sumas polínicas menores a 25 granos de polen regionales. Estos conteos no fueron considerados representativos para hablar en términos del porcentaje de la vegetación regional y fueron agrupadas en la Zona 0 para su descripción. La muestra de 14.35 m (42,570 años cal. AP), que corresponde a la Zona IV, fue también retirada del cálculo del porcentaje polínico por presentar un conteo menor a 25 granos de polen.

Polen Terrestre			Conjunto local	
Árboles	Hierbas	Esporas de Pteridophyta y Bryophyta <i>s.l.</i>	Plantas hidrófilas	Palinoforos no polínicos (PNPs)
<i>Pinus</i> sp.	Asteraceae	<i>Anthoceros</i> sp.	<i>Myriophyllum</i> sp.	<i>Botryococcus</i> sp.
<i>Abies</i> sp.	Amaranthaceae	<i>Cyathea</i> sp.	<i>Potamogeton</i> sp.	<i>Coelastrum</i> sp.
<i>Alnus</i> sp.	<i>Alternanthera</i> sp.	Polypodiaceae	Cyperaceae	<i>Coincentrysis</i> sp.
Cupressaceae	<i>Artemisia</i> sp.		<i>Plantago</i> sp.	<i>Pediastrum</i> sp.
<i>Fraxinus</i> sp.	<i>Bocconia</i> sp.		<i>Typha</i> sp.	<i>Zygnema</i> sp.
<i>Juglans</i> sp.	Caryophyllaceae			Tipo-SAY1
<i>Quercus</i> sp.	Cruciferaeae			
<i>Salix</i> sp.	Euphorbiaceae			
	<i>Evolvulus</i> sp.			
	Fabaceae			
	Labiaceae			
	Poaceae			
	Urticaceae			
	<i>Borreria</i> sp.			
	Ranunculaceae			
	Rosaceae			
	<i>Thalictrum</i> sp.			

Tabla 7. Listado de taxa regionales (árboles, hierbas, esporas de pteridofitas y briofitas) y taxa locales (polen de plantas hidrófilas y PNPs) identificados en el registro del núcleo SAY-07-01.

Zona V (51,483- 43,928 años cal. AP/ 20.45-15.25 m)

En la zona V la tasa de *Pinus*/polen regional tuvo un valor promedio de 150, con un mínimo de 57 (44,610 años cal. AP) y un máximo de 341 (46,230 años cal. AP). El porcentaje del estrato arbóreo fue ligeramente más alto en la subzona Va (72% en promedio), respecto a la Vb (60% en promedio). Esta zona se caracterizó por tener a *Quercus* (57% en promedio) como elemento dominante en el estrato arbóreo, y porcentajes similares para *Abies* en ambas subzonas. El estrato de las hierbas representa en promedio del 25% para la subzona Va y 35% para la subzona Vb. Asteraceae, Amaranthaceae y Poaceae dominan el estrato herbáceo. Las Pteridophytas y Bryophyta *s.l.* corresponden a menos del 5%.

Subzona Vb (51,480-50,220 años cal. AP/ 20.45-20.05 m)

Los valores de la tasa de *Pinus*/polen regional se encuentran alrededor de 144. *Alnus* alcanzó porcentajes entre 2-11%. El porcentaje de Cupressaceae fue del 5% hace 50,840 años cal. AP, el cual corresponde a su valor más alto para esta zona. En el estrato herbáceo, se caracterizó por tener a Asteraceae con porcentajes entre 14-18% y valores de Poaceae alrededor del 11%. Taxa como Urticaceae, *Borreria* y Ranunculaceae estuvieron presentes en este estrato.

La concentración del polen regional fue de 19,830 granos de polen/g en promedio. *Pinus* tuvo valores que oscilan entre 10,000-14,000 granos de polen/g, que equivale a la mitad o menos de su concentración en la siguiente subzona. *Abies* alcanzó una concentración entre 85-223 granos de polen/g. *Alnus* presentó una concentración 128 granos de polen/g hace 50,220 años cal. AP, que corresponde a su concentración más baja en la zona V. *Quercus* tuvo una concentración promedio de 4,030 granos de polen/g. *Cyathea* se encontró con una concentración promedio de 76 granos de polen/g. *Anthoceros* tuvo un pico en su concentración equivalente a 561 granos de polen/g hace 50,840 años cal. AP. Se pudo observar la presencia de Polypodiaceae con una concentración de 45 granos de polen/g hace 51,480 años cal. AP.

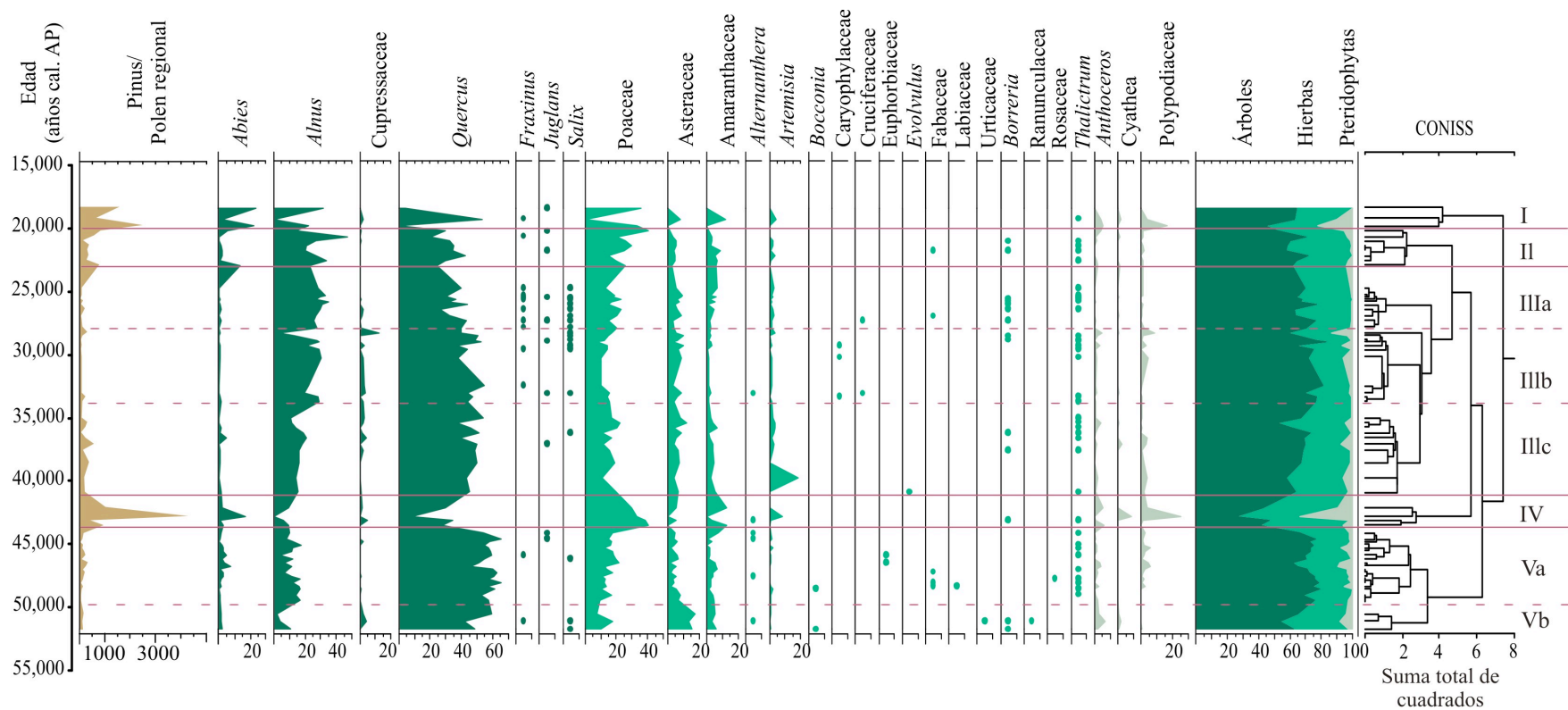


Figura 7. Diagrama de porcentaje de los taxa terrestres. *Pinus* se encuentra como una tasa de los granos de polen de *Pinus*/Polen regional. Se muestran las cinco zonas polínicas establecidas con ayuda del método CONISS entre 51,480-18,320 años cal. AP. Imagen realizada con TILIA 2.0 y TGView (Grimm, 1992).

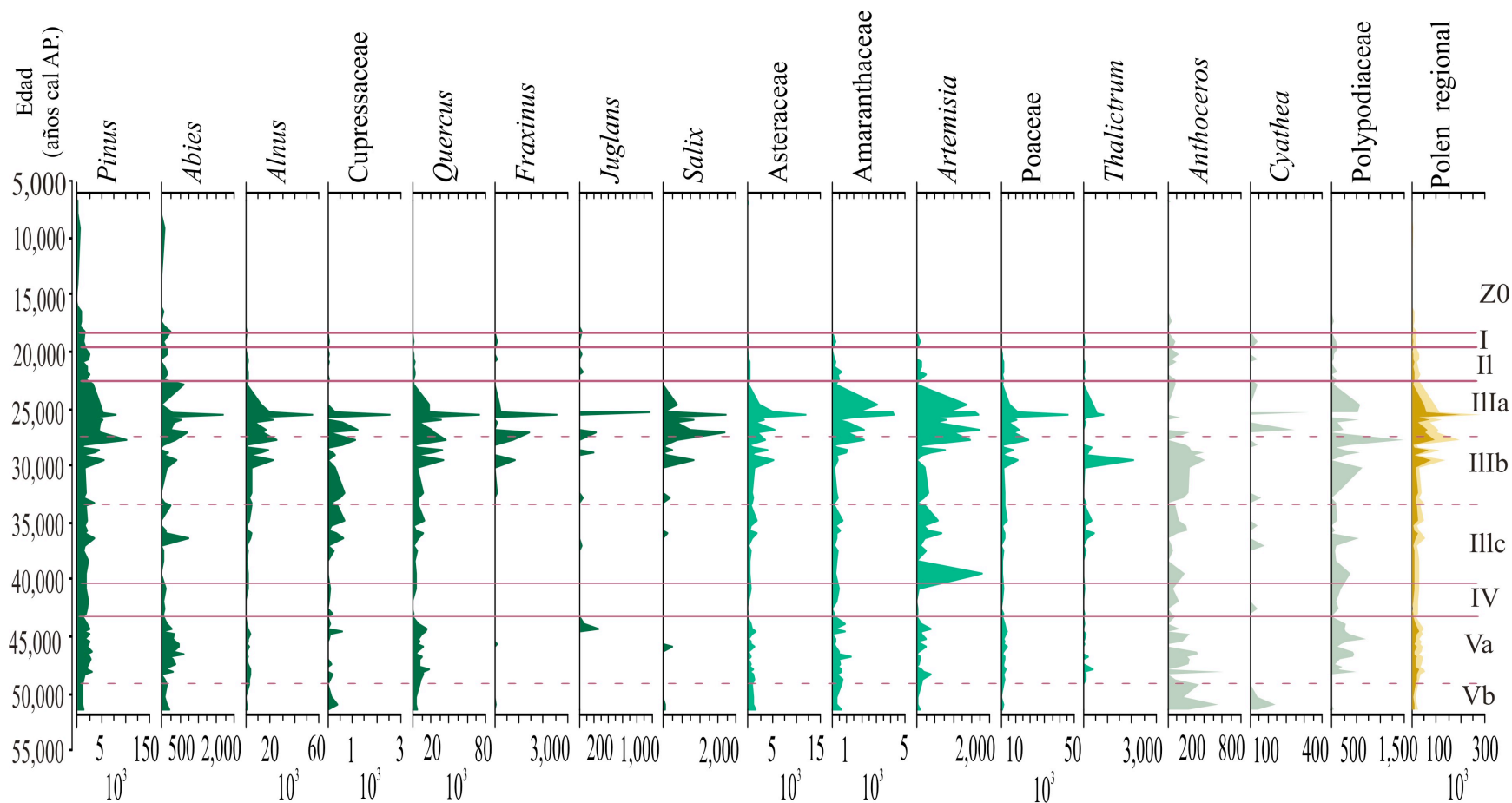


Figura 8. Diagrama de la concentración polínica regional (granos de polen/g) entre 51,480-6,640 años cal. AP para el registro del lago de Sayula. En la curva del polen regional se puede observar una curva color ocre que facilita la visualización de los cambios en la depositación del polen. Z0 hace referencia a la zona cero. Imagen realizada con TILIA 2.0 y TGView (Grimm, 1992).

Subzona Va (49,230-43,920 años cal. AP/19.45-15.25 m)

La tasa de *Pinus*/polen regional se encuentran alrededor de los 151. Destacan dos momentos en los cuales el porcentaje de los *Abies* fue relativamente más alto, hace 45,630 años cal. AP (5%) y hace 46,500 años cal. AP (8%). El porcentaje de *Alnus* osciló entre 7-18%, a excepción de hace 45,630 años cal. AP cuando corresponde únicamente al 4%. *Quercus* tuvo un valor del 65% hace 44,390 y hace 47,830 años cal. AP. En el estrato herbáceo, Asteraceae se caracterizó por tener porcentajes iguales o menores al 7%. Las Poaceae representaron en promedio el 15%. Euphorbiaceae, Fabaceae, Labiaceae, Urticaceae y Rosaceae están presentes en algunas de las muestras.

La concentración de los taxa regionales tuvieron valores que van de 24,710 a 52,990 granos de polen/g. La concentración de los *Pinus* presentó un valor promedio de 21,932 granos de polen/g. *Abies* tuvo un pico (615 granos de polen/g) hace 46,500 años cal. AP; hace 44,610 y 48,320 años cal. AP no se registró su presencia. La concentración de los *Quercus* tuvo un valor promedio de 9,681 granos de polen/g y alcanzó un valor máximo (18,288 granos de polen/g) hace 47,830 años cal. AP. Asteraceae presentó una concentración de 127 granos de polen/g y un máximo de 1,571 granos de polen/g. La concentración de Amaranthaceae fue similar a lo largo de las dos subzonas, teniendo una concentración promedio de 490 granos de polen/g con algunos mínimos de ≈ 300 granos de polen/g y un máximo de 1,270 granos de polen/g hace 46,760 años cal. AP.

Las concentraciones de *Anthoceros* y Polypodiaceae fueron más altas que en la subzona Vb. En el caso de *Anthoceros*, presentó algunos mínimos de cero, una concentración promedio de 170 granos de polen/ cm³ y un máximo de 604 granos de polen/g, este último hace 48,090 años cal. AP. Para Polypodiaceae se pudo observar concentraciones entre 74-713 granos de polen/g y su ausencia en el registro entre 50,840-48,320 años cal. AP.

Zona IV (43,281-41,872 años cal. AP/14.75-14.15 m)

La zona IV presentó algunos de los valores de la tasa *Pinus*/polen más altos de todo el registro. Los valores de la tasa varían entre 440-4,292, este último hace 42,570 años cal. AP. El estrato arbóreo representa en promedio el 39%. *Pinus* fue el elemento dominante en el estrato arbóreo, seguido de *Quercus*, *Alnus* y *Abies*. Los porcentajes del estrato herbáceo corresponden a $\sim 50\%$ a

lo largo de la zona. Poaceae (entre 30-40%) fue el taxa dominante; otros de los taxa presentes fueron Asteraceae, Amaranthaceae, *Alternanthera*, *Artemisia* y *Borreria*. Las Pteridophytas y Bryophyta *s.l* tuvieron algunos de sus porcentajes más altos a lo largo de la secuencia, alcanzando un 33% hace 42,570 años cal. AP.

La concentración de los taxa regionales presentaron valores que van de 509 granos de polen/g hace 42,580 años cal. AP a los 4,182 granos de polen/g hace 42,910 años cal. AP. La concentración de *Pinus* fue en promedio de 19,108 granos de polen/g, y en general la concentración de los otros taxa del estrato arbóreo y herbáceo fueron bajas.

Zona III (40,689-24,654 años cal. AP/ 13.95-6.85 m)

La tasa *Pinus*/polen regional tuvo valores bajos que se encontraron entre 40-570, con un valor promedio de 154. El estrato arbóreo correspondió en promedio al 68%. *Alnus* (entre 4-36%) y *Quercus* (entre el 26-54%) fueron los taxa dominantes de este estrato. *Abies* y Cupressaceae presentaron porcentajes muy bajos (4%) en la mayoría de las muestras. Las hierbas representaron cerca del 30% y las Pteridophytas y Bryophyta *s.l* alcanzaron porcentajes muy bajos, aunque para las zonas IIIb y IIIc su porcentaje fue ligeramente más grande (3%). En el estrato de las hierbas dominaron las Poaceae con porcentajes entre el 10-23%. Las Asteraceae tuvieron porcentajes que van del 4-12%, las *Artemisia* en general corresponden a menores al 5% y las Amaranthaceae oscilan entre 1-7%. Se observó la presencia de *Borreria* y *Thalictrum* a diferentes profundidades.

La concentración del polen regional tuvo valores que van de 2,963-202,474 granos de polen/g y la concentración de *Pinus* fue de 8,681-102,890 granos de polen/g. En general la concentración de todos los taxa tomó valores mayores en la subzona IIIa, respecto al resto del registro.

Subzona IIIc (40,690-33,560 años cal. AP/ 13.95-11.55 m)

En promedio la tasa de *Pinus*/polen regional fue de 242 y tuvo valores que van de 66 a 571. *Abies* presentó un porcentaje del 5% hace 36,440 años cal. AP. El porcentaje de *Alnus* tuvo valores menores respecto a las otras subzonas (entre 11-21%). *Artemisia* alcanzó un porcentaje

del 18% hace 39,530 años cal. AP, que corresponde al valor más alto en la zona. La concentración del polen regional osciló alrededor de 11,649 granos de polen/g.

En la subzonas IIIa y IIIc *Artemisia* presentó las concentraciones más altas del registro, con una concentración promedio de 587 granos de polen/g. Destacó, además, el aumento en la concentración de *Pinus* y *Abies* hace 36,440 años cal. AP, y que si bien, Poaceae mantuvo concentraciones similares a lo largo de la subzona, hace 36,920 años cal. AP su concentración disminuyó, alcanzando 339 granos de polen/g.

Subzona IIIb (33,180-27,730 años cal. AP/ 11.35-8.95 m)

En promedio la tasa de *Pinus*/polen regional para la subzona fue de 126 y presentó valores que van de 67-314. Hace 28,160 años cal. AP *Alnus* tuvo un porcentaje del 4% y valores relativamente más bajos respecto a la subzona IIIa. Hace 28,158 años cal. AP Cupressaceae alcanzó un porcentaje del 13% y se registraron valores relativamente más altos a partir de los 30,080 años cal. AP. Los *Quercus* tuvieron el porcentaje más alto de la zona hace 32,290 años cal. AP y en general en esta subzona y la siguiente alcanzaron valores más altos respecto a la subzona IIIc. Hace 27,190 años cal. AP se registró un pico de *Fraxinus* (2.7%), siendo el segundo más alto para este taxón de todo el registro.

Asteraceae tuvo valores menores al 10%, Amaranthaceae y *Artemisia* presentaron valores menores al 4%. Poaceae tuvo valores que van del 7 al 17%. Caryophyllaceae se encontró en algunas de las muestras, pero en porcentajes muy pequeños. La presencia de *Anthoceros* y Polypodiaceae fue más conspicua, y ambos taxa tuvieron un pico hace 28,160 años cal. AP de 4.5% y 8.2%, respectivamente.

La concentración del polen regional presentó un promedio de 26,732 granos de polen/g, con dos valores máximos de 78,797 y 66,533 granos de polen/g hace 29,460 y 28,720 años cal. AP, respectivamente. Así mismo, se observó una concentración promedio de *Pinus* de 24,910 granos de polen/g. La concentración de *Quercus* disminuyó entre 33,180-30,080 años cal. AP. Hace 29,460 años cal. AP se registró un aumento en la concentración de *Pinus*, *Alnus*, *Quercus*, *Fraxinus* y *Salix* en el estrato de los árboles, y mayores concentraciones de Asteraceae, Poaceae, *Thalictrum* y *Anthoceros*.

Subzona IIIa (27,190-24,650 años cal. AP/ 8.65-6.85 m)

Una de las características de esta subzona fue tener el valor más bajo de la tasa *Pinus*/polen regional (40) hace 25,510 años cal. AP, y alcanzar un promedio de 99 y un máximo de 209. Los valores de *Alnus* fueron más altos respecto a las otras dos subzonas (30%). Mientras que, los valores de Cupressaceae y *Quercus* tuvieron valores relativamente más bajos respecto a las otras dos. En el estrato herbáceo las Poaceae presentaron porcentajes más altos.

La concentración de los taxa regionales tuvo valores entre 23,220-92,490 granos de polen/g a excepción de hace 25,510 años cal. AP cuando se alcanzó un valor de 202,480 granos de polen/g. Para esta edad (25,510 años cal. AP) destaca la presencia de *Alnus*, *Abies*, *Pinus*, Cupressaceae, *Fraxinus* y *Salix* en el estrato arbóreo y de Asteraceae, Amaranthaceae, *Artemisia*, Poaceae, *Borreria* y *Thalictrum* en el estrato herbáceo. Hace 27,730 años cal. AP cuando la concentración de polen regional fue de 92,489 granos de polen/g, destacan los altos valores de *Pinus*, *Quercus*, *Alnus* y Polypodiaceae. Otra de las características para esta subzona es que las concentraciones de *Salix* fueron más altas respecto a las otras dos subzonas, así como, los valores de de Cruciferaceae y Fabaceae.

Zona II (22,850-20,160 años cal. AP/5.95-4.55 m)

Las tasas *Pinus*/polen regional tuvo valores generalmente bajos, con un valor máximo (835) hace 20,160 años cal. AP y un mínimo de 155 hace 20,937 años cal. AP. El estrato de los árboles alcanzó porcentajes cercanos o superiores al 60% con un pico del 72% hace 22,060 años cal. AP. *Alnus* y *Quercus* fueron los elementos dominantes. *Abies* estuvo presente a lo largo de este periodo, aunque en porcentajes bajos, a excepción de hace 22,850 años cal. AP cuando tiene un porcentaje del 14%. *Alnus* alcanzó su porcentaje más alto a lo largo del registro hace 20,560 años cal. AP. Las hierbas tuvieron un porcentaje promedio del 36%. Asteraceae, Amaranthaceae y *Artemisia* presentaron porcentajes menores al 10% a lo largo de este periodo. Poaceae se encontró entre el 20 y 30%, a excepción de hace 22,060 años cal. AP cuando tuvo un valor del 15% y hace 20,160 años cal. AP cuando alcanzó un 40%. Se observó la presencia de Fabaceae, *Borreria* y *Thalictrum* en algunas muestras. Las Pteridophytas y Bryophyta *s.l.* tuvieron porcentajes muy bajos (menores al 5%).

En promedio la concentración de los taxa regionales fue de 5,581 granos de polen/g. Alcanzando una concentración máxima de 7,154 y una mínima de 3,172 granos de polen/g. Las concentraciones de *Abies*, *Alnus* y *Quercus* presentan valores bajos, aunque ligeramente más altos respecto a las edades más recientes. Sin embargo hace 22,850 años cal. AP la concentración de *Abies* tuvo un pequeño aumento (598 granos de polen/g). La concentración de Poaceae es relativamente alta, si se compara con los otros taxa herbáceos y los valores de las edades subsiguientes. Para Pteridophyta y Bryophyta *s.l.* se registraron concentraciones similares desde los 22,850 años cal. AP hasta la parte más superficial de la secuencia, y se pudieron observar momentos en los que están ausentes en el registro.

Zona I (19,729-18,329 años cal. AP/ 4.35-3.95 m)

La tasa *Pinus*/polen regional alcanzó uno de los valores más altos (2,500) del registro hace 19,729 años cal. AP. El porcentaje de los árboles representa entre 64-44% del polen regional. *Alnus* y *Abies* fueron elementos importantes del componente arbóreo, aunque para los 19,180 años cal. AP presentaron porcentajes muy cercanos a cero. Para esta misma edad *Quercus* alcanzó un 53% y *Fraxinus* presentó uno de sus porcentajes más altos a lo largo de la secuencia (6.1%). La zona I se caracterizó por la baja diversidad de hierbas y una gran abundancia de Poaceae, a excepción de hace 19,730 años cal. AP, cuando no hubo registros de su presencia. Para esta misma edad se observó la presencia de *Anthoceros*, *Cyathea* y Polypodiaceae, aunque en porcentajes menores al 5%. Hace 19,730 años cal. AP Polypodiaceae tuvo un porcentaje de 16.7%.

Las concentraciones de los distintos taxa fueron bajas. La concentración de los taxa regionales tuvo valores entre 706-2,064 granos de polen/g. La concentración de *Pinus* osciló alrededor de los 15,870 granos de polen/g. Las concentraciones de *Abies*, *Alnus*, *Juglans*, Asteraceae, Amaranthaceae, *Artemisia*, Poaceae y *Thalictrum* fueron inferiores a los 400 granos de polen/g. *Quercus* alcanzó un valor de 1,095 granos de polen/g hace 19,180 años cal. AP.

Zona cero (17,850-6,647 años cal. AP/ 3.85-0.45 m)

La zona cero se caracterizó por tener una baja concentración de polen regional. En promedio se contaron 85 granos de polen/g, sin considerar cuatro muestras, en las cuales no se encontró polen regional, sin embargo, en todas las muestras, a excepción de las que corresponden a 15,080 y

15,570 años cal. AP, se encontró la presencia de granos de polen de *Pinus*. Las concentraciones de dicho taxa oscilaron entre 165 granos de polen/g hace 6,640 años cal. AP y 8,762 granos de polen/g hace 17,300 años cal. AP. Entre 17,850-16,530 años cal. AP y hace 9,190 años cal. AP la concentración de los granos de *Pinus* alcanzó los valores relativamente altos.

Abies, *Quercus*, Asteraceae, Poaceae, *Borreria*, *Anthoceros* y Polipodiaceae fueron los taxa presentes en algunas de las muestras con valores que van de 40-90 granos de polen/g. Otra de las características de este periodo fue encontrar un máximo de cuatro taxa por cada muestra, incluyendo a los *Pinus*.

8.1.2 Zonas del registro local

Los datos de concentración de los PNPs (microalgas y el Tipo-SAY1) y el porcentaje de las plantas hidrófilas respecto al polen regional se presentan considerando las zonas establecidas para la vegetación regional (Fig. 9) abarcando el periodo que va de 51,480-18,329 años cal. AP. Además, en el caso del registro local se pueden observar cambios importantes en la diversidad y valores de los taxa hidrófilos y los PNPs que se describen en la Zona cero (17,840-6,640 años cal. AP).

Zona V (51,480- 43,930 años cal. AP/ 20.45-15.25 m)

La zona V se caracterizó por tener bajas concentraciones de las microalgas, aunque la subzona Va tuvo valores más altos. Los porcentajes de las plantas hidrófilas presentaron en general valores bajos.

Subzona Vb (51,480-50,220 años cal. AP/ 20.45-20.05 m)

En la subzona Vb *Botryococcus* tuvo valores entre 342-1,168 números/g y *Coelastrum* entre 140-536 algas/cm². *Pediastrum* se encontró en bajas concentraciones (43-187 números/g). Se registro un pico del Tipo-SAY1 (525 algas/cm²) hace 51,480 años cal. AP. Los porcentajes de las plantas hidrófilas respecto a la suma de polen fueron menores al 5%, a excepción del porcentaje de Cyperaceae con un 12% hace 51,480 años cal. AP.

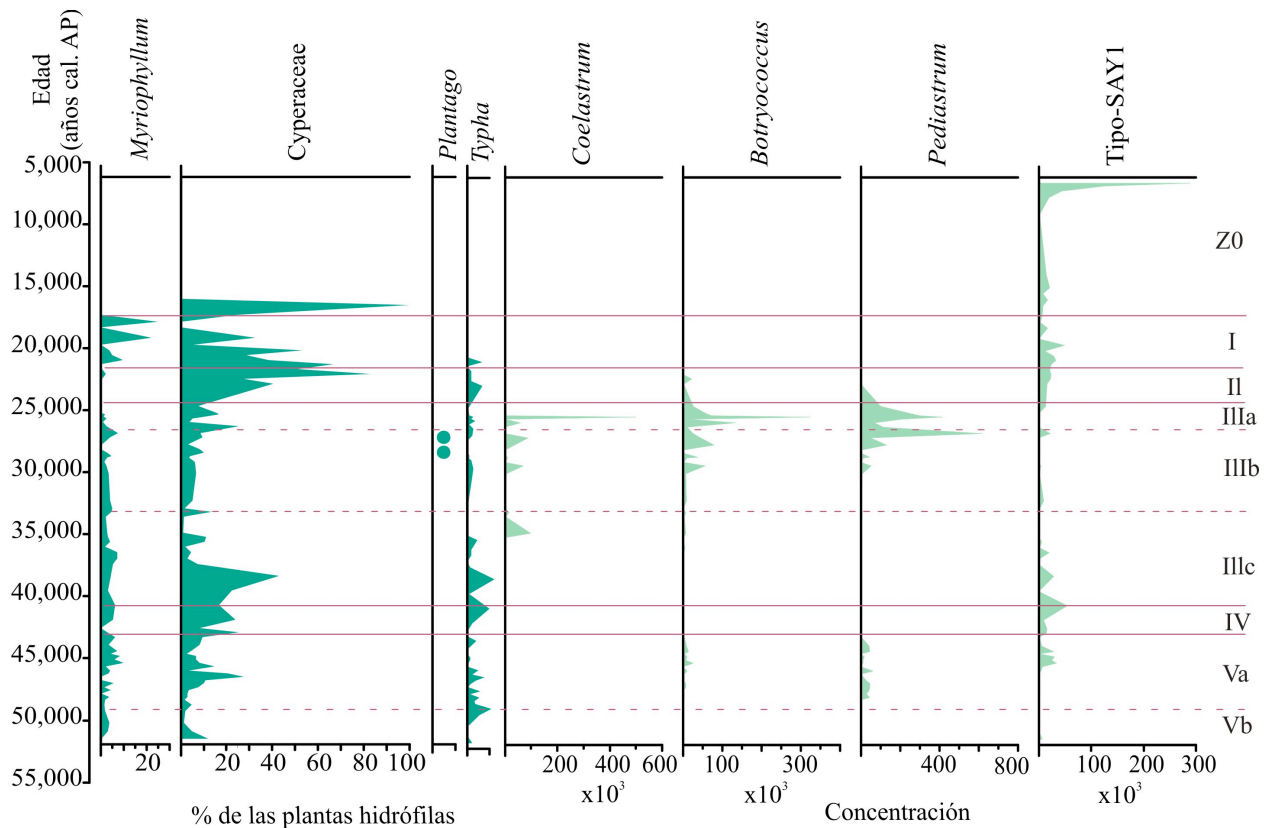


Figura. 9. Registro del conjunto local de la secuencia Say-07-01, se muestra la concentración de los PNPs y el porcentaje de las plantas hidrófilas respecto al polen regional. El registro fue dividido considerando las cinco zonas polínicas de la vegetación regional y la Zona 0. Imagen realizada con TILIA 2.0 y TGView (Grimm, 1992).

Subzona Va (49,230-43,280 años cal. AP/19.45-15.25 m)

En la subzona Vb la concentración de *Botryococcus* fue en promedio de 6,794 números/g, con un mínimo 594 números/g hace 45,630 años cal. AP y un máximo de 11,628 números/g hace 45,960 años cal. AP. *Pediastrum* tuvo una concentración mínima de 266 números/g hace 48,750 años cal. AP y un máximo de 62,299 números/g hace 45,960 años cal. AP. El Tipo-SAY1 presentó concentraciones que van de 3,335 a 63 números/g entre 46,230-43,280 años cal. AP. *Myriophyllum* alcanzó porcentajes menores o iguales al 10%. Cyperaceae tuvo porcentajes entre el 2-28%, alcanzando altos valores alrededor de 46,500 años cal. AP. Los porcentajes de *Thypha* oscilaron entre 1-8%, aunque en la mayor parte de la subzona representó únicamente el 1%.

Zona IV (43,280-41,870 años cal. AP/14.75-14.15 m)

El registro para este periodo indicó que *Botryococcus* tuvo valores que van de 1,102 a 4,336 números/g. *Coelastrum* estuvo presente únicamente hace 43,280 años cal. AP con una concentración de 122 números/g. *Pediastrum* alcanzó un valor de 3,283 números/g hace 43,280 años cal. AP, aunque en el resto de las muestras tiene valores entre 42-555 números/g. El Tipo-SAY1 alcanzó concentraciones entre 162-1,610 números/g. Los porcentajes de las plantas hidrófilas continuaron con valores bajos, a excepción de dos picos en el porcentaje de Cyperaceae hace 42,910 y 41,870 años cal. AP.

Zona III (40,690-24,650 años cal. AP/13.95-6.85 m)

La zona III se caracterizó por una concentración promedio de 31,032 números/g de *Botryococcus*, aunque con una gran variabilidad en sus valores. *Coelastrum* tuvo una concentración promedio de 29,913 números/g, *Pediastrum* de 77,817 números/g, y el Tipo-SAY1 de 569 números/g con un pico en su concentración (2,222 números/g) hace 26,890 años cal. AP. En general el porcentaje de las plantas hidrófilas presentó valores pequeños.

Subzona IIIc (40,690-33,560 años cal. AP/ 13.95-11.55 m)

En la subzona IIIc *Botryococcus* tuvo un pico con un valor de 8,309 números/g hace 34,850 años cal. AP, posteriormente los valores variaron entre 842-1,989 números/g, aunque hace 37,390 años cal. AP no hubo registro de su presencia. *Coelastrum* se mantuvo de manera intermitente en esta subzona y alcanzó valores que van de 65 a 1,256 números/g, a excepción de un aumento en su concentración (100,178 números/g) hace 34,850 años cal. AP. *Pediastrum* presentó bajas concentraciones (86 números/g en promedio) y estuvo ausente en algunos momentos. Los porcentajes de las plantas hidrófilas respecto a la suma polínica fueron bajos, a excepción del caso de Cyperaceae que alcanzó un porcentaje del 43% hace 38,360 años cal. AP y que presentó valores altos hasta esta edad. Los valores de *Myriophyllum* fluctuaron entre 1-7%, y los de *Typha* entre 1-8%.

Subzona IIIb (33,179-27,735 años cal. AP/11.35-8.95 m)

Botryococcus tuvo valores que van de 431 a 57,231 números/g. Las concentraciones más altas de este taxón en la subzona IIIb se registraron hace 29,460 y 28,720 años cal. AP. El registro de

Coelastrum presentó una gran heterogeneidad de valores, teniendo una concentración que va de 191 a 69,673 números/g. Dicho taxón presentó sus concentraciones más altas hace 33,180 y 29,460 años cal. AP y sus concentraciones más bajas al final de esta subzona. *Pediastrum* también presentó valores diversos, teniendo un mínimo (537 números/g) hace 32,920 años cal. AP y concentraciones de cero en las edades más tempranas de la subzona. Entre 28,720-33,560 años cal. AP su concentración osciló entre 1,716-53,499 números/g, este último valor se registró hace 29,460 años cal. AP.

Así mismo, esta subzona se caracterizó porque el Tipo-SAY1 se encuentra ausente o con bajas concentraciones (48-902 números/g), y por tener bajos porcentajes de las plantas hidrófilas con respecto a la suma polínica. Los valores de *Myriophyllum* oscilaron entre 0-5%. Cyperaceae tomó valores entre 1-13% y *Typha* se mantuvo entre 1-2%.

Subzona IIIa (27,180-24,650 años cal. AP/ 8.65-6.85 m)

La concentración de *Botryococcus* osciló desde 11,672 hasta 324,642 números/g, este último valor hace 25,510 años cal. AP, representando la concentración más alta a lo largo del registro. Así mismo, alcanzó un valor de 134,211 números/g hace 25,940 años cal. AP. *Coelastrum* tuvo valores que van de los 588 a 500,632 números/g. Este último valor fue la concentración más alta del género a lo largo del registro y coincidió con el pico de *Botryococcus* y con el segundo pico más grande de *Pediastrum* (417,762 números/g). *Pediastrum* tuvo valores que van de 49,997 a 618,271 números/g. El valor más alto se encontró hace 26,830 años cal. AP. El Tipo-SAY1 se encontraron sólo en algunas de las muestras y con valores inferiores a 2,230 números/g. Las plantas hidrófilas tuvieron porcentajes respecto a la suma polínica menores al 10%, a excepción de Cyperaceae que en promedio alcanzó un 11%.

Zona II (22,850-20,160 años cal. AP/ 5.95-4.55 m)

Durante este periodo de tiempo *Botryococcus* tuvo valores que van de 1,978 a 2,946 algas/cm² con un pico en su concentración equivalente a 23,319 números/g hace 22,450 años cal. AP. *Pediastrum* tuvo concentraciones que van de 42 a 1,315 números/g, está última hace 21,670 años cal. AP. El Tipo-SAY1 presentó valores que oscilan entre 1,236-3,271 números/g. El porcentaje de las plantas hidrófilas respecto a la suma de polen de *Myriophyllum* y *Typha* presentaron valores iguales o menores al 10%. Mientras que las Cyperaceae tuvieron valores entre 27-83%.

Zona I (19,720-18,320 años cal. AP/ 4.35-3.95 m)

Para la zona I se registraron dos picos en la concentración de *Botryococcus*, equivalentes a 1,432 y 2,079 números/g. Fue posible observar a *Pediastrum* con valores de 205 y 157 números/g y al Tipo-SAY1 con valores de 1,678 y 4,982 números/g. *Myriophyllum* y Cyperaceae representaron el 22 y 33% respecto a la suma polínica hace 19,180 años cal. AP, edad en la que no existe registro de microalgas.

Zona cero (17,850-6,640 años cal. AP/ 3.85-0.45 m)

Durante este periodo, que tuvo como característica principal las bajas concentraciones de los distintos palinormorfos, *Botryococcus* se presentó con una concentración promedio de 270 números/g con dos mínimos de cero y un máximo de 1,011 números/g. Hace 17,300 años cal. AP, cuando se registra el máximo de *Botryococcus* también se registró la presencia de *Coelastrum* y *Pediastrum*, aunque con una concentración baja.

El Tipo-SAY1 presentó sus concentraciones más altas del registro (4,655 números/g en promedio); alcanzando su valor más alto (28,905 números/g) hace 6,640 años cal. AP. *Miryophyllum* representó el 25% respecto a la suma polínica hace 17,850 años cal. AP y Cypereraceae tuvo valores del 100 y 25% respecto a la suma polínica hace 16,530 y 17,300 años cal. AP respectivamente.

8.2 Concentración de las partículas de carbón

La concentración promedio de las partículas de carbón del registro del núcleo Say-07-01 es de $5.32 \text{ mm}^2/\text{cm}^3$ con una desviación estándar de $5.84 \text{ mm}^2/\text{cm}^3$. En seis de las muestras, que corresponden al periodo de tiempo que va de 19,180 a 16,520 años cal. AP no se recuperaron partículas de carbón. La concentración más alta del registro fue de $36.615 \text{ mm}^2/\text{cm}^3$ hace 45,630 años cal. AP. La distribución de la concentración tiene una curtosis de 9.53 y un coeficiente de asimetría positivo con un valor de 2.5, que indican una distribución leptocúrtica con una cola derecha muy larga (Fig. 10).

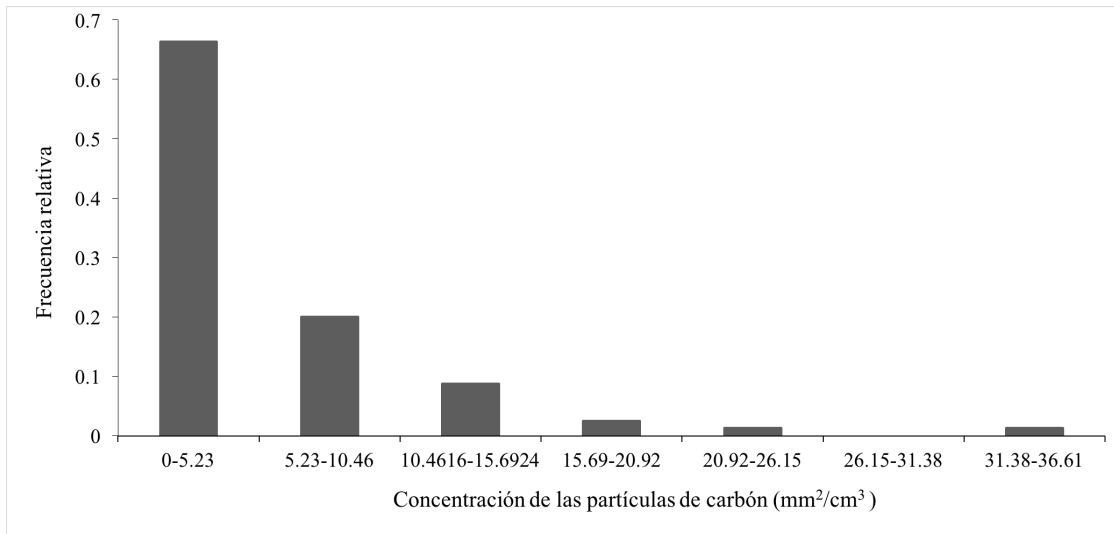


Figura 10. Distribución de la concentración de partículas de carbón del núcleo Say-07-01 entre 51,480-6,640 años cal. AP.

8.3 Análisis Estadísticos (DCA y CCA)

8.3.1 DCA de la Vegetación Regional

La comparación de los valores propios (*eigenvalues*) de los ejes resultantes del DCA y los valores obtenidos por el método de *Broken Stick* mostraron que el primer eje de ordenación es significativo ($0.30 > 0.20$) (Tabla 8). El ordenamiento resultante coincidió en términos generales con la división de las zonas polínicas realizadas con el método de agrupación CONISS.

	Eje DCA1	Eje DCA2
<i>Eigenvalues</i>	0.3009	0.0568
Valores del DCA	0.3060	0.0544
Longitud de los ejes	1.7719	0.94626
Valores del modelo <i>Broken-Stick</i>	0.2023	0.1435

Tabla 8. Valores del DCA del registro regional del lago de Sayula. Se muestran los valores propios y la longitud de los dos primeros ejes de ordenación.

El DCA permitió observar que los taxa se separaron en tres grupos (Tabla 9 y Fig. 11), que aparentemente corresponden a tres comunidades distintas: 1) Bosques de Coníferas conformados por *Anthoceros*, *Cyathea*, Polypodiaceae, Cupressaceae, *Abies* y *Pinus*. 2) Bosques de Encinos con Asteraceae, Amaranthaceae, *Thalictrum* y *Artemisia* como taxa representativos y

3) taxa que posiblemente corresponden a un Bosque Ripario representado por Poaceae, *Juglans*, *Fraxinus*, *Borreria*, *Alnus* y *Salix*.

	DCA1	DCA2
<i>Cyatheae</i>	1.7013	-2.04682
<i>Pinus</i>	1.4049	0.08082
<i>Abies</i>	1.3302	-0.39385
Polypodiaceae	0.9570	-1.34724
<i>Juglans</i>	0.8143	0.5794
Anthoceros	0.3323	-2.80271
Poaceae	0.1174	0.51759
<i>Fraxinus</i>	0.0368	0.79491
Amaranthaceae	-0.1388	-0.1048
<i>Artemisia</i>	-0.2151	0.00358
Cupresaceae	-0.5508	-2.327
<i>Alnus</i>	-0.5903	1.59328
<i>Quercus</i>	-0.8533	-0.68364
Asteraceae	-0.9722	-0.20126
<i>Borreria</i>	-1.0670	0.67455
<i>Thalictrum</i>	-1.0862	0.10962
<i>Salix</i>	-1.5876	1.88968

Tabla 9. Puntajes obtenidos de los taxa para los dos primeros ejes del DCA regional. Se resaltan en negrita los valores más altos para el segundo eje.

La distribución espacial de las muestras alrededor de los dos primeros ejes del DCA permitió el reconocimiento de siete grupos distintos, de los cuales la muestra que corresponde a 20,565 años cal. AP quedó aislada (Fig. 12). En el siguiente párrafo se presenta una breve descripción de la secuencia temporal de los puntajes del primer eje, que es interpretado como un gradiente de precipitación, considerando las divisiones de las zonas polínicas para facilitar su análisis y uso en la discusión.

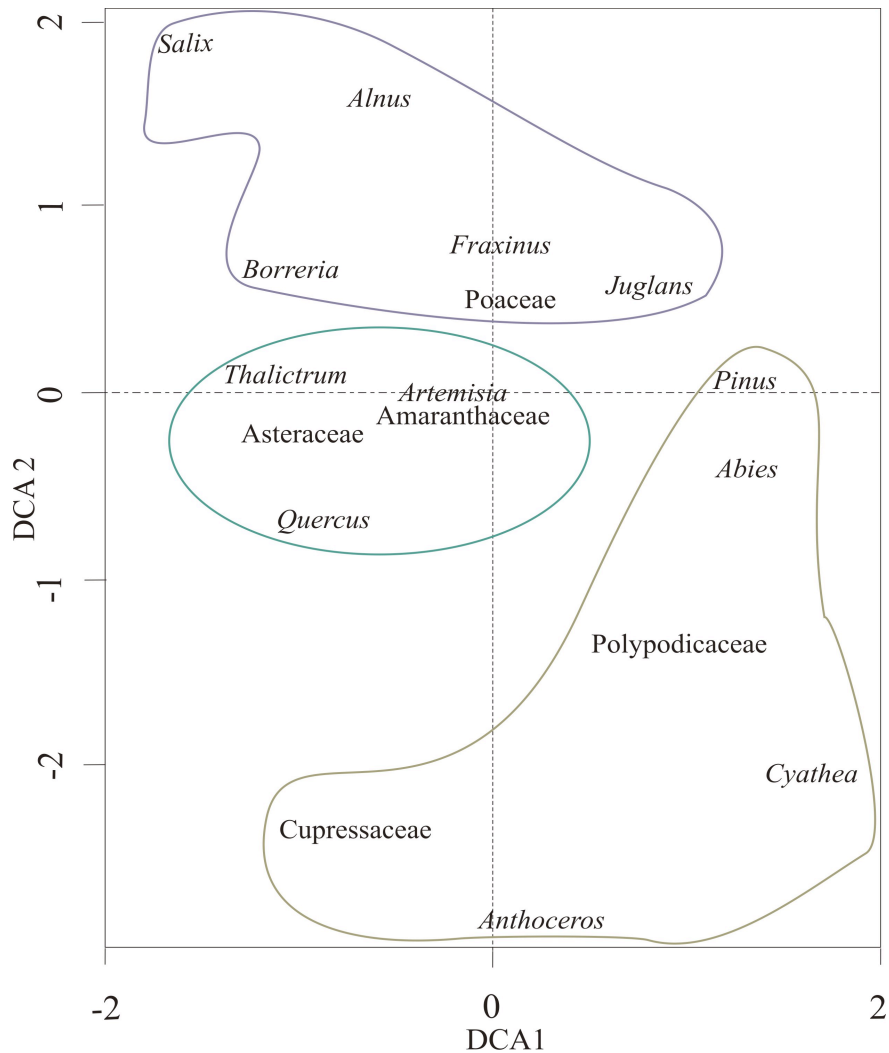


Figura 11. Posición de los palinomorfos en el espacio de ordenamiento del DCA regional considerando la tasa de *Pinus* vs. la vegetación Regional/10. El grupo limitado por el área café corresponde a los taxa relacionados con los Bosques de Coníferas, los taxa encerrados en el óvalo verde se relacionan con Bosques de *Quercus* y el otro grupo corresponde a los taxa asociados con el Bosque Ripario. Imagen realizada con RStudio 1.0.136.

Entre 51,480-43,930 años cal. AP los valores del primer eje se caracterizaron por ser negativos, aunque cercanos al cero (-0.31 en promedio). Entre 43,280-41,870 años cal. AP los valores son positivos y con un valor máximo de 1.24 hace 42,580 años cal. AP. Entre 40,690-24,650 años cal. AP los valores tienen valores negativos (-0.30 en promedio) a excepción de hace 36,920 y 28,160 años cal. AP que presentan números positivos, aunque cercanos a cero (0.20 y 0.05 respectivamente). Entre 22,850-20,160 años cal. AP el eje DCA1 toman valores positivos y negativos, que van de -0.232 a 0.54. Los valores negativos se observan hace 22,450, 22,060 y 20,930 años cal. AP. Entre 19,730-18,329 años cal. AP los valores son positivos y

alcanzaron algunos de los valores más altos del registro (0.71 en promedio, con un máximo de 1.11).

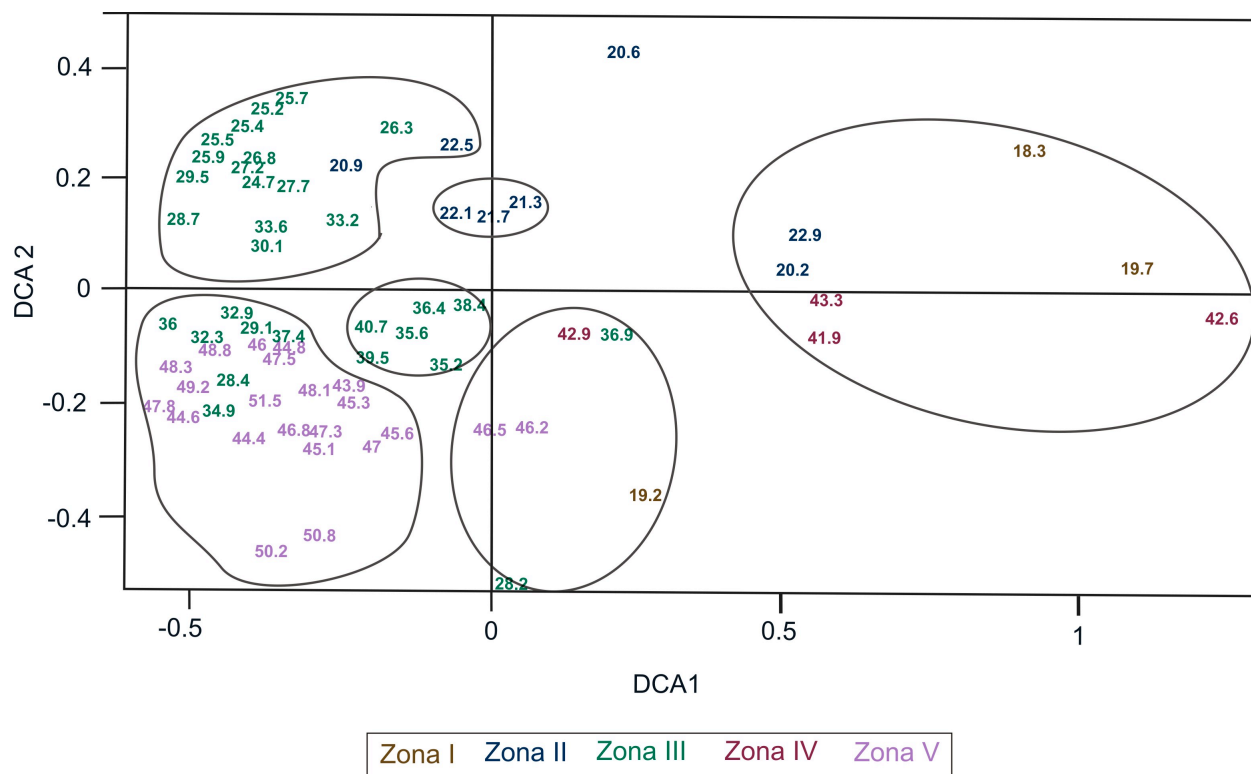


Figura 12. Posición de las edades (ka, equivalente a miles de años cal. AP) en el espacio de ordenación del DCA de los taxa regionales considerando la tasa de *Pinus* vs. la vegetación regional/10. Se pudieron detectar siete grupos, considerando que la muestra de hace 20,560 años cal. AP queda aislada del resto. Los números de la imagen tienen cinco colores diferentes que indican en que zona polínica fueron agrupados con el método de CONISS. Imagen realizada con RStudio 1.0.136.

Así mismo, los resultados obtenidos en el DCA regional registran que las muestras correspondientes a hace 43,280; 42,580 y 41,870 años cal. AP, y algunas de las muestras del LMG (22,850; 20,560; 20,160 y 19,720 años cal. AP) se encuentran cercanas en el espacio de ordenación. Estas muestras presentan los puntajes más altos del eje DCA1 regional (>0.4). Las semejanzas detectadas se asocia al aumento en la tasa de *Pinus*/ polen regional, que indica una disminución en la concentración de los taxa regionales respecto a la presencia de *Pinus*, la baja diversidad de herbáceas y altos porcentajes de Poaceae. Así mismo, en algunas de las muestras es posible observar la presencia de *Alnus* y *Abies*, pero en bajas proporciones. Los valores más bajos del DCA regional corresponden a muestras de hace 49,230; 48,320; 47,830; 44,610; 36,020; 29,460 y 28,720 años cal. AP, que se caracterizan por altos porcentajes de *Quercus*,

bajas tasas de *Pinus*/ polen regional, una mayor diversidad en el estrato de las herbáceas, aunque en bajos porcentajes, y la presencia de Poaceae con porcentajes alrededor del 10%.

8.3.2 CCA de la Vegetación Regional

Los valores obtenidos en el CCA regional mostraron que las variables geoquímicas (% LOI₅₅₀C, % LOI₉₂₅C y la susceptibilidad magnética), y las partículas de carbón explicaron únicamente el 22% de la variabilidad en las comunidades de plantas. El eje CCA1 explicó un 0.7510, mientras que el eje CCA2 explicó un 0.2005 (Tabla 10). El eje CCA1 fue significativo con un intervalo de confianza del 95% (Valor de p=0.001 en la prueba de ANOVA) y el eje CCA2 con un intervalo de confianza del 90% (valor de p=0.062 en la prueba de ANOVA).

	CCA1	CCA2
<i>Eigenvalue</i>	0.1016	0.0271
Proporción explicada	0.7510	0.2005
Proporción acumulada	0.7510	0.9514
% LOI ₅₅₀ C	0.8057	0.4766
% LOI ₉₂₅ C	-0.0143	0.9219
Susceptibilidad magnética (SM)	0.0186	0.1594
Carbón	0.5719	-0.4570

Tabla 10. Resultados del CCA regional del registro del núcleo Say-07-01 entre 51,490 y 18,329 años cal. AP.

Las variables de % LOI₅₅₀C y las partículas de carbón tuvieron una relación estrecha con el Eje DCA1, además, fue posible observar que la composición de las comunidades vegetales de algunas de las muestras entre 48,750-35,590 años cal. AP estuvo fuertemente influenciada por la concentración de partículas de carbón (Fig. 12). La SM y el %LOI₉₂₅C fueron los factores que tuvieron una relación positiva más estrecha con el Eje CCA2, sin embargo, al considerar la longitud del vector de la SM fue posible apreciar que esta variable es la que menor información aportó a la estructuración de los datos.

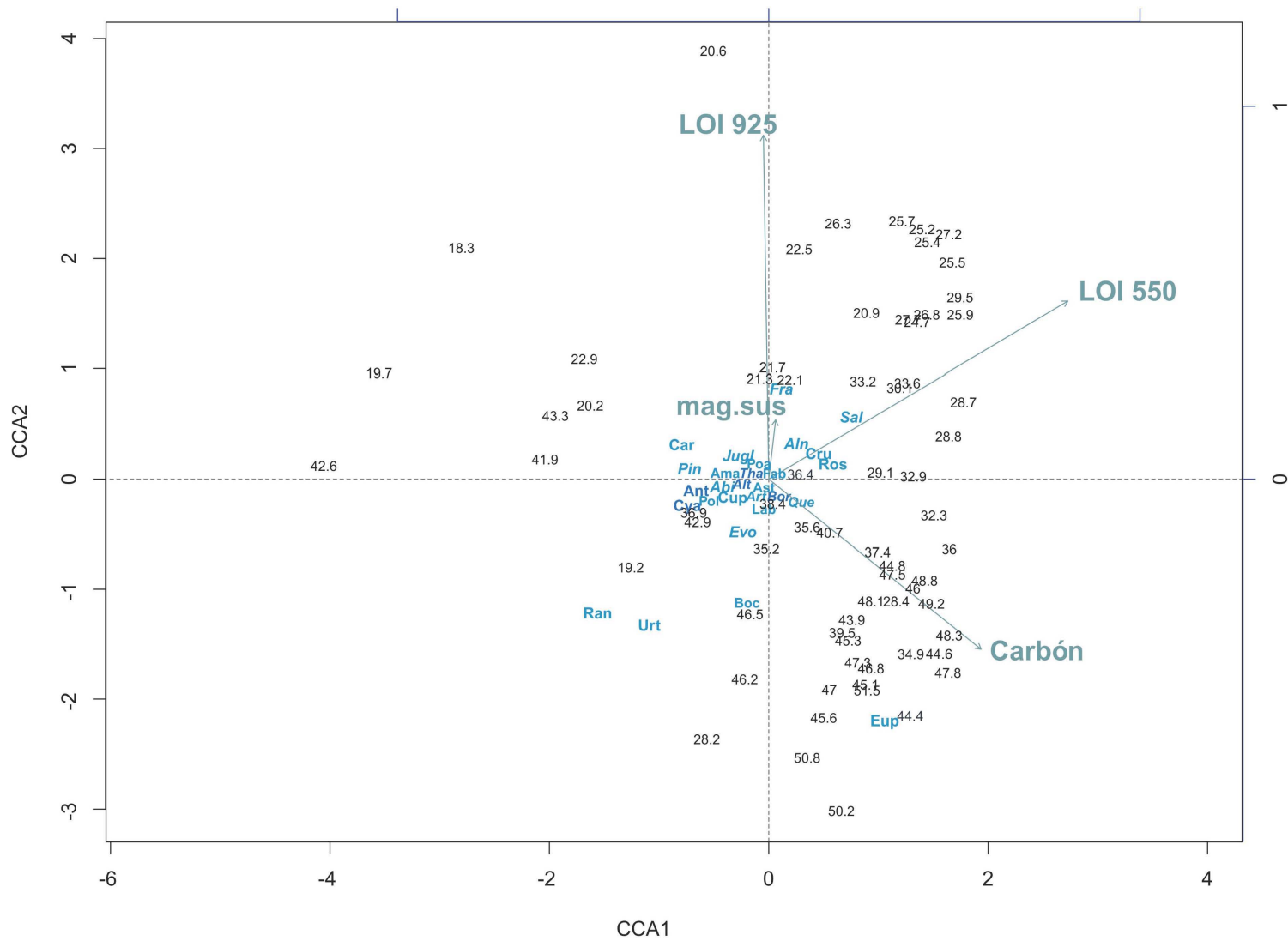


Figura 13. CCA de los taxa regionales del registro del lago de Sayula entre 51,480-18,330 años cal. AP. El nombre de los taxa aparece representado únicamente con las primeras tres letras. Imagen realizada con RStudio 1.0.

Los taxa, cuya presencia pareciera estar más relacionada con % LOI_{550°C} fueron Rosaceae y Cruciferaeae. *Fraxinus* estuvo relacionado con % LOI_{925°C} y taxa como *Quercus*, Asteraceae y *Artemisia* pudieran estar relacionados con las partículas de carbón. El resto de los taxa se encuentran en el centro o no mostraron tener una relación clara con los factores ambientales usados en el análisis. El Eje CCA1 separó a Urticaceae, Ranunculaceae, Euphorbiaceae, Rosaceae, Crucifereceae y *Salix* del resto de los taxa que se posicionaron más cercanos al centro. El Eje CCA2 separó a *Fraxinus* y *Bocconia* del resto de los taxa. Estos géneros, al igual que los taxa antes mencionados, se caracterizaron por encontrarse en bajas concentraciones y en un pequeño número de muestras.

8.3.3 DCA del conjunto Local

Los ejes del DCA local son significativos considerando los resultados del *Broken Stick* (Eje DCA1: 0.4376>0.3704 y Eje DCA2: 0.3748>0.2275) (Tabla 11). La comparación del DCA local y las variables geoquímicas permiten interpretar al Eje DCA1 como un gradiente de la profundidad del cuerpo de agua. Considerando a los valores cercanos a cero o negativos como indicadores de un cuerpo de agua menos somero al actual (Fig. 16, en la discusión).

	DCA1	DCA2
<i>Eigenvalues</i>	0.4376	0.3748
Valores del DCA	0.6550	0.3401
Longitud de los ejes	2.3859	2.4499
Valores del modelo <i>Broken-Stick</i>	0.3704	0.2275

Tabla 11. Valores del Análisis de Correspondencia sin Tendencia (DCA) del registro local del lago de Sayula. Se muestran los valores propios y la longitud de los dos primeros ejes de ordenación.

Los taxa locales se separaron en tres grupos a lo largo del Eje DCA1. El primer grupo corresponde a los taxa con valores más altos (entre 1.5-2.1) y agrupó a las plantas hidrófilas *Myriophyllum*, Cyperaceae y *Typha*, así como al Tipo-SAY1. El segundo grupo está conformado por *Botryococcus* y *Coelastrum*, y en el tercero se encuentra únicamente *Pediastrum* (Tabla 12 y Fig. 14).

Taxa	DCA1	DCA2
<i>Botryococcus</i>	0.56819	0.73897
<i>Coelastrum</i>	-0.24918	1.74570
<i>Pediastrum</i>	-0.23585	-0.85614
Tipo-SAY1	2.19027	-0.01865
<i>Myriophyllum</i>	1.57047	0.26455
Cyperaceae	1.76471	0.04763
<i>Typha</i>	1.56913	-0.29281

Tabla 12. Puntajes de los taxa del conjunto local para los Ejes DCA1 y DCA2. En negritas se muestran los valores más altos del Eje DCA2.

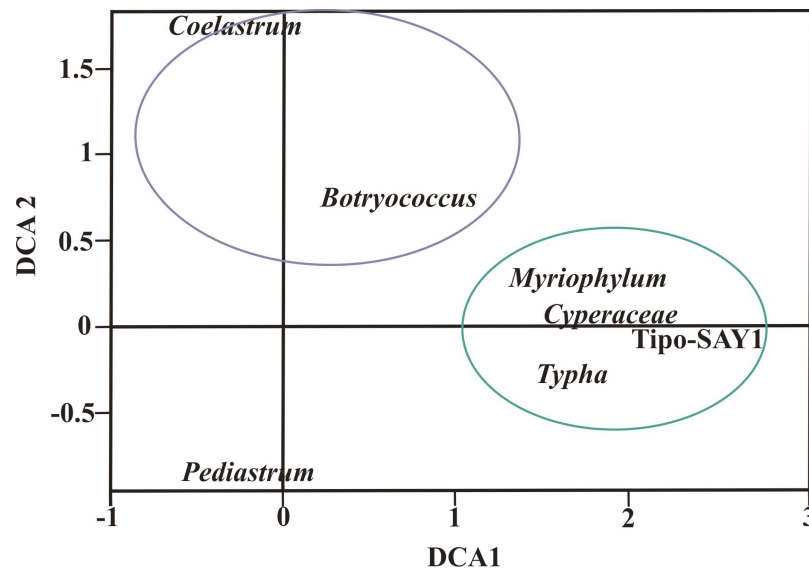


Figura 14. Posición de los taxa locales (plantas hidrófilas y PNPs) en el espacio de ordenamiento del DCA local del lago de Sayula entre los 51,480 y 6,640 años cal. AP. Se presentan los tres grupos detectados. Imagen realizada con RStudio 1.0.136.

La descripción del Eje DCA1 local consideró las divisiones temporales establecidas por las zonas polínicas del registro regional buscando facilitar el análisis y uso de los datos en la discusión, como en el caso del DCA regional. Entre 51,480-43,930 años cal. AP se observaron valores heterogéneos. Entre 51,480-48,320 años cal. AP (0.42 en promedio) y entre 45,630-44,390 (0.33) los valores son positivos.

Entre 48,090-45,960 y hace 43,928 años cal. AP se presentan valores negativos (0.09 en promedio). Posteriormente, entre 43,280-41,870 años cal. AP. los valores del Eje DCA1 son positivos, alcanzando puntuaciones ≤ 1.50 . Entre 40,690-35,200 años cal. AP se observan valores positivos altos (≤ 1.84). Entre 32,920-29,130 y entre 28,720-27,730 se tienen valores positivos (0.14 en promedio). Entre 34,850-33,180, a los 28,820 y entre 27,190-24,650 años cal. AP los valores son negativos (-0.07). Posteriormente, entre 22,850-20,160 años cal. AP se reportan valores positivos (1.22 en promedio). Entre 19,730-18,330 años cal. AP se registran valores positivos (1.5 en promedio) y entre 17,850-6,640 años cal. AP los valores tienen un promedio de 1.79 con valores > 2.0 .

8.3.4 CCA del conjunto local

Los resultados del CCA del conjunto local mostraron que las variables geoquímicas (% LOI_{550°C}, % LOI_{925°C} y SM) y las partículas de carbón explican el 30% de la variabilidad de los taxa locales. El primer eje explicó el 0.6557 de la variabilidad, mientras que el segundo eje explicó un 0.3097 (Tabla 13). Ambos ejes son significativos con un intervalo de confianza del 95% de acuerdo a la prueba de ANOVA realizada. Para cada caso (Eje CCA1 y CCA2) se obtuvo un valor de $p=0.001$.

	CCA1	CCA2
Eigenvalores	0.2377	0.1123
Proporción explicada	0.6557	0.3097
Proporción acumulada	0.6557	0.9654
% LOI_{550°C}	0.2553	-0.817
% LOI_{925°C}	0.7243	0.1324
Susceptibilidad magnética (SM)	-0.9557	0.1841
Carbón	0.0765	-0.2493

Tabla 13. Resultados del CCA del conjunto local del registro del núcleo Say-07-01 entre los 51,480 y 6,640 años cal. AP.

Para el Eje CCA1 local, las partículas de carbón, el % LOI₅₅₀C y % LOI₉₂₅C tuvieron un coeficiente de correlación positiva, mientras que la SM tuvo un coeficiente de correlación negativo. El Eje CCA2 presentó coeficientes de correlación negativos en el caso del % LOI₅₅₀C y el carbón, mientras que el % LOI₉₂₅C y SM tienen coeficientes de correlación positivos (Tabla 14 y Fi. 15). Al considerar la longitud y ángulo de las flechas, que representan a las variables geoquímicas y al carbón, se pudo observar que: 1) el carbón y el % LOI₅₅₀C están estrechamente relacionadas entre sí, y que además, son las variables que guardan una mayor relación con el Eje CCA2; 2) el carbón es la variable que menor información aportó acerca de la estructuración de los datos, y 3) la SM y el % LOI₉₂₅C fueron las variables más correlacionadas con el Eje CCA1 y son opuestas entre sí (Tabla 13).

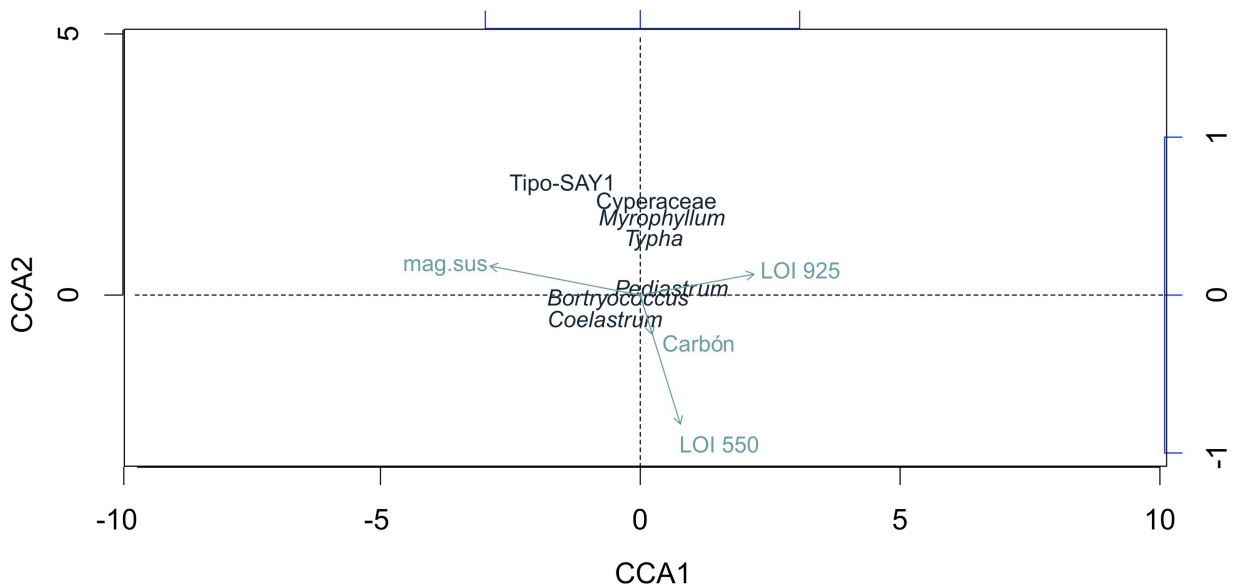


Figura. 15. CCA de los taxa del conjunto local (PNPs y plantas hidrófilas) del registro del lago de Sayula entre los 51,480 y 6,640 años cal. AP. Imágenes realizadas con RStudio 1.0.136.

Los resultados del CCA corroboraron que las muestras más superficiales (6,647; 7,260; 7,810 y 16,040 años cal. AP) tienen como característica principal las altas concentraciones del Tipo-SAY1. Mientras que muestra de hace 19,180 años cal. AP se distingue por la dominancia de *Cyperaceae* y *Myriophyllum*. El análisis permitió visualizar, además, que la muestra de hace 34,850 años cal. AP se caracterizó por los altos porcentajes de *Coelastrum*. La presencia de *Pediastrum* se relacionó con los valores de % LOI₉₂₅C, así como con muestras que corresponde a edades entre 26,840-24,650 años cal. AP. La SM influyó de manera importante en las muestras de hace 37,390 y 28,410 años cal. AP.

El análisis de ordenación separó a los taxa en dos grupos, uno en el que se encuentran las microalgas, con *Coelastrum* y *Botryococcus* más cercanos entre sí, y otro conjunto que contiene al Tipo-SAY1 y las plantas hidrófilas. Dentro de este es posible observar una mayor relación entre las plantas hidrófilas (Fig. 15).

La formación de dos grandes grupos de los palinomorfos del conjunto local en el CCA y DCA (aunque en el DCA *Pedriastrum* forma un grupo a parte es más cercano a los dos géneros de microalgas) permite proponer al Tipo-SAY1 como un indicador de un lago más somero y salino en la subcuenca de Sayula. La presencia del polen de las plantas hidrófilas en los registros de la FVTM se ha relacionado con la zona litoral de los lagos y el aumento en su porcentaje puede asociarse con la presencia de lagos más someros (Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1998; Caballero *et al.*, 1999; Lozano-García *et al.*, 2013). Algunas de las especies y géneros de plantas hidrófilas reportadas actualmente en la cuenca, como lo son *Cyperus esculentus*, *Amphiscirpus nevadensis* y *Schoenoplectus pungens* viven en cuerpos de agua salinos (Villegas, 1995; Ramsar, 2004; Lot *et al.*, 2013; Macías-Rodríguez *et al.*, 2013).

Así mismo, en el registro del núcleo Say-07-01 las altas concentraciones del Tipo-SAY1 tienen una coocurrencia con valores por debajo de la media en la SM, que indican un menor aporte de agua en la cuenca, y/o con valores por arriba de la media del % LOI_{925°C}, que indican un aumento en la depositación de carbonato de calcio. En el registro de Texcoco la presencia de un gran número de los llamados quistes de algas, que son morfológicamente parecidos al tipo-SAY01, y de *Ruppia maritima* han sido interpretados como un indicador de condiciones salinas en el cuerpo de agua (Lozano y Ortega-Guerrero, 1998).

9. Discusión

La discusión del trabajo está dividida en cuatro secciones. En los dos primeros apartados se hace una reconstrucción de los cambios ambientales en la subcuenca de Sayula entre 51,000-6,000 años cal. AP. En la tercer sección se hace una comparación con los distintos registros de la FVTM. Dicha comparación permite tener una visión de los límites espaciales de las condiciones climáticas para el último ciclo Glacial-Interglacial, contrastar las condiciones del centro y occidente de la FVTM, y comparar la respuesta de las cuencas altas vs. las cuencas de baja altura. La última sección menciona a los factores climáticos a nivel global y regional que pueden explicar los patrones de humedad para el Occidente de la FVTM.

9.1 Reconstrucción paleoambiental de la subcuenca del lago de Sayula durante el último ciclo Glacial-Interglacial

Con base en los análisis realizados en la presente investigación (zonas polínicas, los DCA regionales y locales, los CCA regionales y locales y la concentración de las partículas de carbón) fue posible establecer la dinámica de la vegetación regional, del cuerpo de agua y los eventos de incendio en la subcuenca del lago de Sayula. Los resultados de la presente investigación, en conjunto con los datos geoquímicos, de diatomeas y mineralógicos, proporcionados por la Dra. Sarah Metcalfe y su equipo de trabajo, permitieron establecer los principales cambios paleoambientales y paleoclimáticos del sitio de estudio (Fig. 16)

9.1.1 Reconstrucción paleoambiental durante el MIS 3 (59,400-27,800 años cal. AP)

Durante el MIS 3 la subcuenca del lago de Sayula se caracterizó por la prevalencia de un ambiente húmedo aunque con variaciones. Una de las fluctuaciones más importantes en el sistema ocurrió entre 43,920-41,870 años cal. AP, cuando las condiciones de la subcuenca indican la presencia de uno de los periodos de mayor sequía a lo largo del registro del núcleo Say-07-01 (Fig. 16). Considerando las variaciones registradas, es posible proponer que en términos generales la dinámica del MIS 3 en la subcuenca de Sayula puede dividirse en tres periodos de tiempo: 1) de 51,480-44,390 años cal. AP, 2) entre 43,930-41,870 años cal. AP y 3) entre 40,690-28,160 años cal. AP, que se exponen a continuación.

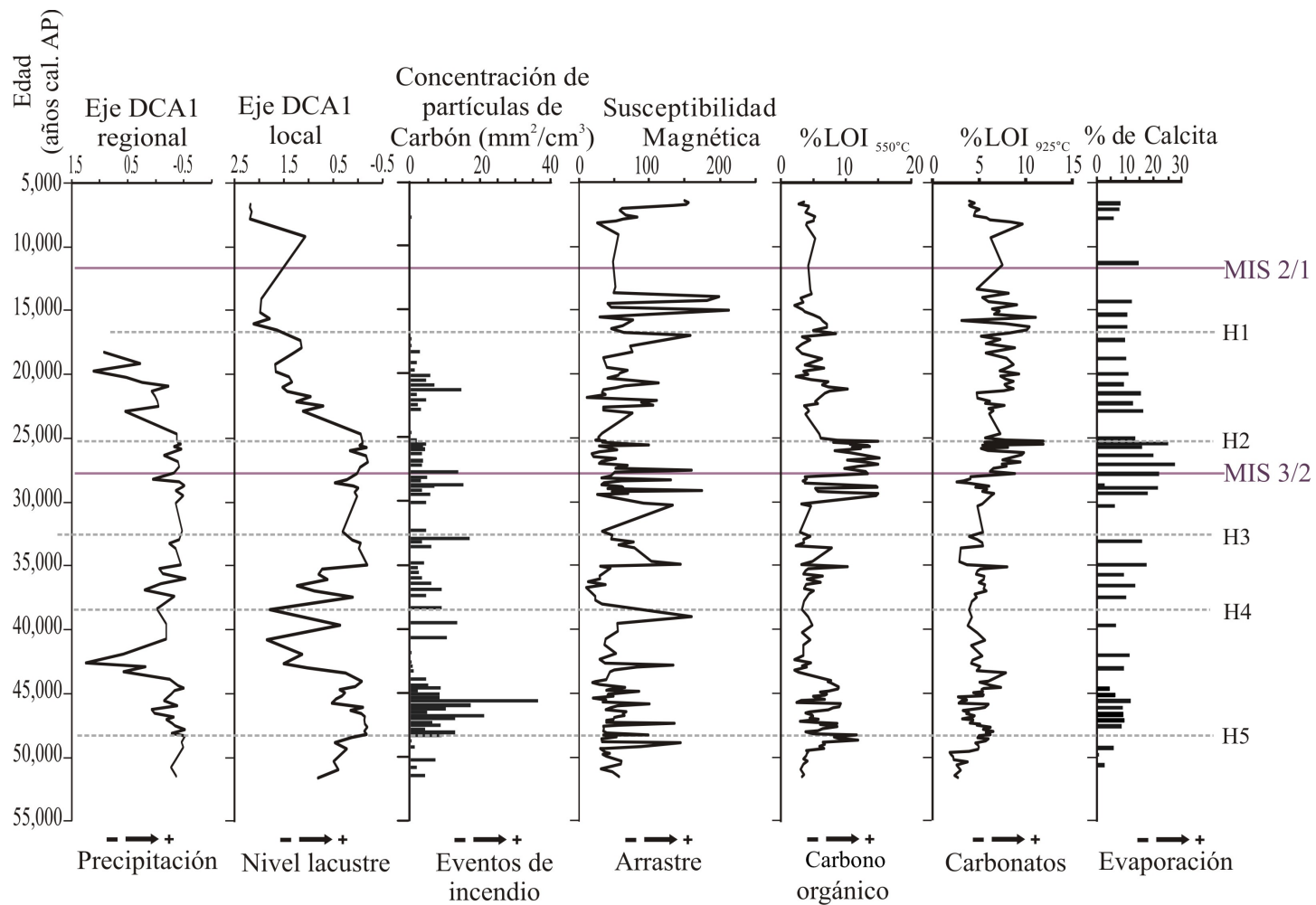


Figura 16. Indicadores paleoambientales del registro de la subcuenca de Sayula (Eje DCA1 del DCA regional y local, concentración de las partículas de carbón e indicadores geoquímicos) entre 51,480-6,640 años cal. AP. Se muestran los eventos Heinrich (H) (Sánchez-Goñi y Harrison, 2010) y con líneas continuas los límites de los Estadios Isotópicos Marinos (MIS) (Sánchez-Goñi y Harrison, 2010; Walker *et al.*, 2009).

a) Periodo de los 51,480 a 44,390 años cal. AP

Entre 51,480-50,220 años cal AP, las condiciones de la subcuenca indican que fueron menos húmedas respecto al periodo posterior, que va de 49,230 a 44,390 años cal. AP. Entre 51,483-50,220 años cal. AP se presentaron bosques de *Quercus* relativamente abiertos con un estrato herbáceo diverso. Las concentraciones del polen, de la materia orgánica en el sedimento (% LOI_{550°C}) y los valores de la SM fueron bajos. El Eje DCA1 local tiene valores relativamente altos, lo que sugiere la presencia de un lago somero. La presencia del Tipo-SAY1 durante este periodo apoya las ideas antes planteadas, no obstante, al considerar los bajos valores en el % de calcita (% LOI_{925°C} y % de calcita) y los valores negativos del Eje DCA1 del DCA regional, es posible pensar que el cuerpo de agua recibía una precipitación suficiente para mantener un cuerpo de agua.

Entre 49,230-44,390 años cal. AP, las condiciones se volvieron más húmedas, aunque con fluctuaciones. La variabilidad en los valores de la SM y los valores negativos o cercanos a cero del Eje DCA1 regional indican la entrada de mayor humedad a la subcuenca. Se presentan bosques de *Quercus* y *Pinus*, con un estrato herbáceo diverso y comunidades de vegetación riparia. Los altos porcentajes del polen arbóreo (72% en promedio) y los altos valores de la concentración de materia orgánica en los sedimentos podrían indicar la presencia de comunidades cerradas, que apoyan la idea de condiciones húmedas para este periodo. Diversos autores han reportado la relación de la materia orgánica preservada en los sedimentos y la actividad primaria de las cuencas (Cohen, 2003; Birks y Birks, 2005).

Entre 49,230-46,500 años cal. AP se presentó un lago más profundo al actual, considerando los valores alrededor de cero del Eje DCA1 local, el desarrollo de los PNPs y los porcentajes de las plantas hidrófilas. Los datos preliminares de la composición del conjunto de diatomeas indican la presencia de taxa planctónicos y epífitos entre ~50,000-46,000 años cal. AP, apoyando la idea anterior (S. Metcalfe, comunicación personal, 2016). Alrededor de los 46,500 años cal. AP se observan valores más altos en el Eje DCA1 local, valores más bajos en la SM, un aumento en las concentraciones del Tipo-SAY1 y en el porcentaje de las Cyperaceae. Estos indicadores, en conjunto, podrían indicar una disminución en la columna del cuerpo de agua y una zona litoral de mayor extensión. Lo anterior aunado a la presencia de picos de alta

concentración de partículas de carbón en el registro, la concentración de calcita en los sedimentos y el cambio en el conjunto de diatomeas, que indica la presencia de taxa perifíticos, epífitos y bentónicos (S. Metcalfe, comunicación personal, 2016) apoyan la idea de condiciones húmedas pero con una mayor variabilidad entre 46,000-44,390 años cal AP.

b) Periodo de los 43,930 a 41,870 años cal. AP

Este periodo es uno de los momentos en los que se presentan condiciones de mayor sequía en la subcuenca del lago de Sayula. Dicha idea se sustentó por los altos valores en la concentración de carbonatos en los sedimentos (valor por arriba de la media), así como, los bajos valores observados en la curva de SM, a excepción de hace 42,760 años cal. AP, cuando alcanza uno de los valores más altos de la secuencia. La presencia de carbonatos de calcio en los sedimentos permite tener una aproximación de los procesos de evaporación y el grado de salinidad en los cuerpos de agua (Eugster y Hardie, 1978). Altas concentraciones de carbonatos autigénicos son relacionados con condiciones secas (Cohen, 2003)

El registro polínico indica la presencia de bosques de *Pinus* y permite detectar bajas concentraciones de los palinomorfos regionales y de las partículas de carbón. Estas evidencias, en conjunto con: 1) los valores más altos de la tasa *Pinus*/polen regional de todo el registro; 2) los altos porcentajes de Poaceae (entre 30-40%); 3) los bajos porcentajes del polen de los taxa arbóreos (entre el 39-25%), y 4) los valores por debajo de la media de la materia orgánica en el sedimento, pueden ser interpretados como la presencia de comunidades vegetales más abiertas y/o condiciones de mala preservación debido a un ambiente más seco. Considerando la presencia de comunidades vegetales más abiertas durante este periodo, es posible pensar que el aumento en los valores de la SM hace 42,760 años cal. AP pudo ser una consecuencia del aumento en la erosión debido a la reducción de la cobertura vegetal.

Durante este periodo fue posible detectar dos momentos donde las condiciones de sequía parecen haberse acentuado. Hace 43,280 años cal. AP se detectan bajos valores de materia orgánica y de SM, además, de altos valores en la concentración de calcita. Mientras que, para hace 42,580 años cal. AP fue posible observar altos valores en el Eje DCA1 regional y local, que puede interpretarse como una disminución en la disponibilidad de agua en la subcuenca y a la presencia de un lago somero. La formación de un cuerpo de agua de menor profundidad y mayor

salinidad, se basa además, en la presencia de bajas concentraciones de los géneros de microalgas, las altas concentraciones del Tipo-SAY1 y los altos porcentajes de Cyperaceae.

Este periodo seco documentado para la subcuenca de Sayula coincide con los episodios de sequía registrados en el norte del país, en el registro de Babícora, en Chihuahua y de Santiaguillo, en Durango (Quiroz-Jiménez *et al.*, 2017; Roy *et al.*, 2013).

c) Periodo de los 40,690 y 28,160 años cal. AP

Entre 40,690-28,160 años cal. AP la subcuenca del lago de Sayula presentó condiciones húmedas, aunque con fluctuaciones. Bajo dichas condiciones se desarrollaron bosques de *Quercus* y *Pinus* con Cupressaceae y otros taxa en el estrato arbóreo, que representan alrededor del 69% del espectro polínico. Durante este periodo, los valores de la SM fueron fluctuantes y alcanzaron valores altos en distintos momentos. La concentración de calcita en los sedimentos fue en general baja, a excepción de hace 28,880 años cal. AP. El Eje DCA1 regional presentó valores menores a cero. Lo anterior, aunado a las oscilaciones en la concentración del polen regional alrededor de 2,963 a 78,797 granos de polen/g, está última hace 29,460 años cal. AP, pueden considerarse como una evidencia de las condiciones fluctuantes de la humedad en la subcuenca de Sayula durante este periodo.

Las fluctuaciones en la humedad de la cuenca también se ven reflejadas en el sistema lacustre. Entre 40,690-38,360 años cal. AP se registraron valores positivos en el Eje DCA1 local indicando que el lago mantuvo condiciones fluctuantes y posiblemente fue más somero respecto a edades posteriores, aunque menos somero que el actual. Estas condiciones en el cuerpo de agua y el aumento en el porcentaje (18%) de *Artemisia* en el registro regional coinciden con el evento H4.

Entre 37,390-28,158 años cal. AP los bajos valores del Eje DCA1 local, a excepción de hace 36,450 años cal. AP, indican la formación de un lago menos somero que el actual, favorecido por la presencia de condiciones generales más húmedas en la cuenca. Esta idea, se vio apoyada, además, por el desarrollo de las microalgas y los bajos porcentaje de las plantas hidrófilas respecto a la suma polínica.

Los valores de SM, los valores por bajo de la media de la materia orgánica y los altos valores de calcita entre 32,660-32,290 años cal. AP tienen una co-ocurrencia con el evento H3 e indican condiciones menos húmedas en la cuenca entre ~32,700-31,300 años cal. AP. Para los 28,880 años cal. AP se reporta un alto valor en la calcita, el cual puede deberse a un aumento en la temperatura, que pudo conllevar a un aumento en las tasas de evaporación que permitieron la depositación de carbonatos. Estas condiciones pueden ser un reflejo de las condiciones climáticas fluctuantes entre el MIS 3 y MIS 2.

9.1.2 Reconstrucción paleoambiental durante el MIS 2 (27,800-11,700 años cal. AP)

El MIS 2 en la subcuenca del lago de Sayula se caracterizó por la presencia de condiciones contrastantes. Entre 27,730-24,650 años cal. AP se presentaron condiciones húmedas en la subcuenca, aunque atenuadas por los cambios en el sistema climático durante la transición del MIS 3 al MIS 2 y el evento H2. Posteriormente, se presentó una clara tendencia a condiciones secas, que conllevó a la mala preservación del material polínico y de las partículas de carbón alrededor de los 22,850 años cal. AP. Hace 17,850 años cal. AP las condiciones de preservación impiden una buena reconstrucción de las condiciones regionales para el final del MIS 2 y durante el MIS 1.

a) Periodo de 27,730 a 24,650 años cal. AP

Entre 27,730-24,650 años cal. AP las altas concentraciones alcanzadas por un gran número de los palinomorfos del espectro polínico (entre 23,223-202,474 granos de polen/g) y los altos porcentajes de los taxa arbóreos (68% en promedio) apoyan la idea de comunidades vegetales más cerradas que se desarrollaron en ambientes de mayor humedad. El gran desarrollo de las comunidades de plantas en la subcuenca de Sayula durante la transición del MIS 3 al MIS 2, y los primeros miles de años de este último, también se vio reflejado en los valores menores a cero del Eje DCA1 regional, los altos valores, aunque fluctuantes, de la SM y las altas concentraciones de materia orgánica entre 27,730-25,210 años cal. AP.

Los altos valores de la concentración de materia orgánica en los sedimentos coinciden también, con un periodo de altas concentraciones de los diferentes géneros de microalgas; que en conjunto con los bajos valores del Eje DCA1 local y el cambio en el conjunto de diatomeas, que

pasa de presentar diatomeas epifitas, bentónicas y perifíticas a diatomeas planctónicas alrededor de ~29,000 años cal. AP (S. Metcalfe, comunicación personal, 2016) indican la presencia de un cuerpo de agua menos somero al actual.

Contrario al resto de los indicadores entre 27,730-24,650 años cal. AP se registran los valores más altos de calcita y % LOI_{925°C} del núcleo Say-07-01. Los valores registrados alrededor de los 27,000 años cal. AP pueden deberse a un aumento en la evaporación y coinciden con aumentos de la temperatura en los registros de hielo de Groenlandia (NGRIP Project Members, 2004). Considerando que la resolución de la calcita es más baja que en el resto de los indicadores y que el área del cuerpo de agua es de 1,480 km² (INEGI, 2016) con una profundidad actual máxima de 1 m (Sigala *et al.*, 2016), es posible pensar que este fue en general un periodo húmedo. Sin embargo, se debe considerar que posiblemente el cuerpo de agua sea más susceptible a registrar las fluctuaciones de las condiciones climáticas (aumentos en la tasa de evaporación que afectan la humedad disponible) respecto al registro regional. Por lo que, el uso de otros indicadores en el registro de la subcuenca de Sayula puede dar mayores evidencias en la reconstrucción de las condiciones paleambientales durante la transición del MIS 3 y MIS 2. Los valores entre ~26,500-24,300 años cal. AP coinciden con las edades reportadas para el evento H2, que como otros eventos H han sido detectados como eventos secos para los trópicos (Correa-Metrio *et al.*, 2012; Correa-Metrio *et al.*, 2012b; Lozano-García *et al.*, 2013).

b) Periodo de 22,850 a 14,020 años cal. AP

Alrededor de 22,850 años cal. AP se observa una tendencia a condiciones más secas. Esta idea se sustenta en los altos valores del Eje DCA1 regional y los bajos valores de la SM, a excepción de hace 22,450, 22,060, 15,080 y 14,020 años cal. AP cuando se registran valores altos. Los valores por arriba de la media en el porcentaje de carbonatos y los bajos valores en el porcentaje de materia orgánica en los sedimentos, indican también, la presencia de condiciones secas en la subcuenca. Los altos valores de la SM durante este periodo pueden asociarse a la disminución en la cobertura vegetal, propiciando una mayor erosión en la cuenca, como se planteó también para el periodo entre 43,920-41,870 años cal. AP. En el registro de Chignahuapan el aumento de la SM, cuando los distintos indicadores locales marcaron la presencia de un cuerpo de agua somero, fue explicado considerando un incremento en la entrada de sedimentos; los cuales fueron

relacionados con las altas tasas de erosión y/o un pobre desarrollo de suelo (Lozano-García *et al.*, 2005). Aunado a lo anterior, los altos valores alcanzados hace 17,040 años cal AP pueden estar relacionados con la actividad del volcán de Colima hace $14,690 \pm 105$ (17,870 años cal. AP) y $13,585 \pm 135$ (16,420 años cal. AP) (Capra *et al.*, 2014).

Entre 22,850-19,180 años cal. AP, edades que corresponden al LMG y hasta los 18,330 años cal. AP, las altas concentraciones de *Pinus* y los altos valores de la tasa de *Pinus*/polen regional indican que este género fue uno de los elementos más importantes de las comunidades de plantas en la subcuenca y posiblemente de la región en general. Distintos estudios han mostrado que la presencia de bosques dominados por *Pinus* en la región occidental del centro de México tienen una relación con la presencia de climas más secos (Lozano-García *et al.*, 2013). Por lo que estas observaciones pueden ser otra evidencia de la presencia de condiciones más secas en el sitio de estudio. Los datos polínicos indican, además, un desarrollo importante del estrato herbáceo, considerando los altos porcentajes de Poaceae. Así mismo, fue posible observar un aumento en el porcentaje de *Abies*, que puede responder al establecimiento de condiciones más frías en la subcuenca alrededor de los 22,850 años cal. AP. Entre 18,000-15,000 años cal. AP se registra un avance glacial en el Tancítaro, volcán de 3,840 m.s.n.m, que se encuentra en la región centro-occidente de la FVTM (Lanchriet y Vázquez-Selem, 2005).

La tendencia a condiciones más secas puede verse reflejada también en la disminución de la concentración del polen regional. Entre 22,850-20,930 años cal. AP la concentración fue de 6,224 granos de polen/g en promedio, mientras que entre 20,560-18,330 años cal. AP se alcanzó una concentración máxima de 2,219 granos de polen/g y de manera posterior una concentración promedio de 85 granos de polen/g. Esta drástica disminución en la concentración coincide con el inicio del evento H1. La interpretación de condiciones más secas en la subcuenca durante este periodo puede verse apoyada por la cercanía de la mayoría de las muestras en el DCA regional, que corresponden al intervalo entre 22,850-18,330 años cal. AP con las muestras de entre 43,280-41,840 años cal. AP, que igualmente corresponden a un periodo seco en la cuenca. Las muestras del LMG, además, se separan del resto de las muestras en el DCA regional y en el análisis de agrupamiento CONISS. En la subcuenca de Sayula, la interpretación de una tendencia a condiciones secas y la transformación en las condiciones del cuerpo de agua entre 22,850-

18,330 años cal. AP, está marcada por el aumento en las concentraciones del Tipo-SAY1 y el porcentaje respecto a la suma política de *Myriophyllum*, *Cyperaceae* y *Typha*. Los primeros, indican condiciones de mayor salinidad en el lago. Mientras que las plantas hidrófilas, pueden ser una evidencia del aumento en la zona litoral, relacionada con la tendencia a la formación de un lago cada vez más somero. El establecimiento de un lago muy somero y altamente concentrado en sales ocurre posiblemente alrededor de los 17,850 años cal. AP, coincidiendo con el establecimiento del evento H1. Así mismo, entre los ~25,000 y ~21,000 años cal. AP, se reportó la presencia de diatomeas bentónicas y peridofitas. Posteriormente, entre 21,000-16,000 años cal. AP de diatomeas epífitas y bénticas (S. Metcalfe, comunicación personal, 2016). El registro del núcleo Say-07-01 detectó, además la depositación, no sólo de calcita, sino también de trona alrededor de 25,000 años cal. AP (S. Metcalfe, comunicación personal, 2016). La trona, es un mineral de origen evaporítico, que se deposita en lagos salinos o que sufren evaporación (Eugster y Hardie, 1978), por lo que sumado a lo anterior, apoya la hipótesis del establecimiento de condiciones secas, relacionadas con el crecimiento del casquete Laurentino, el LMG y el evento H1.

El estudio realizado por Castillo y colaboradores (2017) en el área cercana al sitio de estudio propone que el Younger Dryas (H0) fue un periodo dominado por lluvias, con una tasa de erosión relativamente baja, por lo que posiblemente la zona presentó una mayor variabilidad climática durante la transición entre el MIS 2 y el MIS 1 que el registro de Sayula no alcanza a detectar por los problemas de preservación de los sedimentos en el núcleo y la menor resolución del presente registro para estas edades.

9.1.3 Reconstrucción regional durante el MIS 1 (11,700 a los 1,000 años cal. AP)

El análisis polínico de los taxa regionales indica que a partir de los 18,330 años cal. AP: 1) las condiciones en el cuerpo de agua impidieron la correcta preservación del material polínico y/o 2) que la vegetación se hizo más escasa en la subcuenca, dificultando el registro del material palinológico en los sedimentos. Lo anterior, impidió hacer una correcta interpretación de la dinámica de la vegetación regional para el MIS 1, siendo posible únicamente reconstruir las condiciones del cuerpo de agua con base en los PNPs y los indicadores geoquímicos.

La presencia de un cuerpo de agua muy somero, que pudo haber sufrido procesos de desecación, que incluso propiciarán hiatos en el registro y/o bajas tasas de sedimentación; cuyo cambio de nivel inicio hace 24,650 años cal. AP y que se acentuó alrededor de 17,850 años cal. AP, durante el MIS 2, parece haberse vuelto un cuerpo de agua más somero y salino durante el MIS 1. Lo anterior se sustenta en la detección de valores bajos en la SM, a excepción de hace 6,900 y 6,640 años cal. AP cuando se alcanzan altos valores, así como, los porcentaje por arriba de la media de los carbonatos en los sedimentos y los altos valores en el Eje DCA1 local.

Durante este periodo, la composición del registro local se vio restringida a la presencia del Tipo-SAY1 y *Botryococcus*, aunque este último, en concentraciones bajas, por lo que es posible proponer que, durante el MIS 1 la columna de agua se redujo a niveles similares a los actuales, permitiendo una alta concentración de sales y la formación de minerales como la halita y la trona (S. Metcalfe, comunicación personal, 2016), cuya formación respondió a un ambiente seco, donde los procesos de evaporación comenzaron a jugar un papel importante (Eugster y Hardie, 1978). Actualmente, hacia el norte de la subcuenca, zona en la que se extrajo el núcleo Say-07-01 la tasa de evaporación anual puede ser tres veces mayor respecto a la precipitación anual, según los datos de las estaciones de Atoyac y Amacueca del Servicio Meteorológico Nacional. Sigala y colaboradores (2017) mencionan que la composición iónica de los lagos subsalinos e hiposalinos, como Sayula y Alchichica, está controlada sobre todo por los procesos de la evaporación y precipitación de carbonatos que conduce a salmueras de Cl^- y CO_3^{2-} . Estas dos evidencias apoyarían la idea de un ambiente con una alta evaporación durante la transición del MIS 2 y MIS 1 y hasta los 6,890 años cal. AP para la subcuenca del lago de Sayula.

Los trabajos de Castillo y colaboradores (2017) y Vázquez y colaboradores (2017) revelan una mayor variabilidad para la zona durante el MIS 1. Sin embargo, en el caso del trabajo realizado en el lago de San Marcos (Castillo *et al.*, 2017) sus interpretaciones coinciden en términos generales con las presentadas en este trabajo y las diferencias pueden ser explicadas por la menor resolución en el presente estudio y la mala preservación de los sedimentos del núcleo Say-07-01 para estas edades. Castillo y colaboradores (2017) proponen que el periodo entre 10,000-8,000 años cal. AP es un poco más húmedo en comparación al resto del Holoceno; reconstruyen la presencia de condiciones secas entre ~8,000-7,200 años cal. AP y de las condiciones más secas del Holoceno entre 7,200-2,000 años cal. AP. Por su parte Vázquez y

colaboradores (2017) mencionan que en general las condiciones fueron más húmedas entre los 9,600 y 5,700 años cal. AP, aunque con fluctuaciones.

9.2 Eventos de incendios en la cuenca del lago de Sayula

La distribución de las partículas de carbón en una muestra sedimentaria se compone de una señal de fondo o ruido, y otra señal que representa los eventos de incendio (Gardner y Whitlock, 2001; Higuera *et al.*, 2010). En esta distribución, los picos de carbón o máximos en la cantidad de partículas de carbón pueden ser interpretados como la producción de carbón de un único evento de fuego o por una serie de eventos espacialmente cercanos en la cuenca o en alguna cuenca cercana. Long y Whitlock (2002) mencionan que la señal de alta frecuencia (picos de carbón) puede ser detectada como una desviación positiva de la señal de fondo, que excede un valor medio. Tomando en cuenta estos trabajos, la dinámica de los incendios en la cuenca de Sayula fue reconstruida con base en los datos de la concentración de las partículas de carbón, considerando a las concentraciones $>11.16 \text{ mm}^2/\text{cm}^3$ (concentraciones mayores a una D.E de la media) como representativas de una mayor actividad de incendios.

Durante el MIS 3 fue posible detectar ocho picos en la concentración de las partículas de carbón que indican periodos de alta actividad de incendios (Fig. 16). En la mayoría de los casos, las muestras se encuentran, además, cercanas al vector de las partículas de carbón en el CCA Regional (Fig. 13) apoyando la idea de la importancia de la actividad de los incendios en la composición palinológica para estas edades. Considerando lo anterior, es posible que los eventos de incendios jugaran un papel más importante en la estructuración de las comunidades vegetales de la subcuenca durante el MIS 3 respecto a otros periodos de tiempo.

Las muestras que corresponden a hace 32,920 y 28,720 años cal. AP, no se encuentran cercanas al vector de las partículas de carbón. La muestra de hace 32,920 años cal. AP es paralela y se encuentra muy cerca del Eje CCA1 regional, mientras que la que corresponde a hace 28,720 años cal. AP está más relacionada con el vector de materia orgánica (% $\text{LOI}_{550^\circ\text{C}}$) (Fig. 13). Entre 29,460-25,210 años cal AP años cal. AP, periodo que comprende el final del MIS 3 y el inicio del MIS 2, los valores en el % $\text{LOI}_{550^\circ\text{C}}$ alcanza sus niveles más altos y es posible observar las concentraciones más altas de los palinomorfos a lo largo del registro, lo que podría explicar la cercanía de esta muestra al vector que corresponde a la materia orgánica.

Para el MIS 2 se detectaron dos picos en la concentración de carbón que pueden ser interpretados como una alta actividad de incendios, hace 27,730 y hace 21,290 años cal. AP, en el primer caso, esta muestra se relaciona con el vector de la materia orgánica, cuya posición puede ser explicada con el mismo argumento mencionado para la muestra que corresponde a hace 28,720 años cal. AP. La muestra que corresponde a hace 21,290 años cal. AP se relaciona con el vector asociado a la concentración de calcitas en los sedimentos (% LOI_{925°C}) (Fig. 16). Como se mencionó previamente a partir de los 22,850 años cal. AP el registro del núcleo Say-07-01 muestra una tendencia clara a la presencia de condiciones secas en la cuenca, que podría explicar su cercanía con este vector.

Para el MIS 1 se detectaron muy bajas concentraciones de las partículas de carbón, que responden posiblemente a la mala preservación del registro, dificultando realizar una interpretación de los eventos de incendio para esas edades.

9.3 Contexto paleoclimático y paleoambiental en el centro de México en el último ciclo Glacial-Interglacial

En la presente sección se analizan las condiciones paleoambientales del último ciclo Glacial-Interglacial en el centro de México realizando una comparación entre los resultados de esta investigación y las reconstrucciones planteadas en distintos sitios de la región (Fig. 17 y Anexo A.2).

9.1.1 Contexto paleoclimático y paleoambiental del centro de México durante MIS 3

a) Periodo de los 51,480 a 44,390 años cal. AP

Entre 51,480-44,390 años cal. AP se propone que para el occidente y centro de la FVTM se presentaron condiciones húmedas, con una posible tendencia a condiciones más secas alrededor de los 46,000 años cal. AP en la región occidental, como lo señalan los registros de Sayula y Zacapu (Metcalf, 1997; Correa-Metrio *et al.*, 2012b) en el occidente, y Tecocomulco (Caballero *et al.*, 1999) y Chalco (Torres-Rodríguez, 2015), en el centro del país (Tabla A.2a). Además, Correa-Metrio y colaboradores (2012b) señalan que los episodios de extrema sequía detectados en el registro de Zacapu coinciden con los eventos H5, como sucede en la cuenca de Sayula.

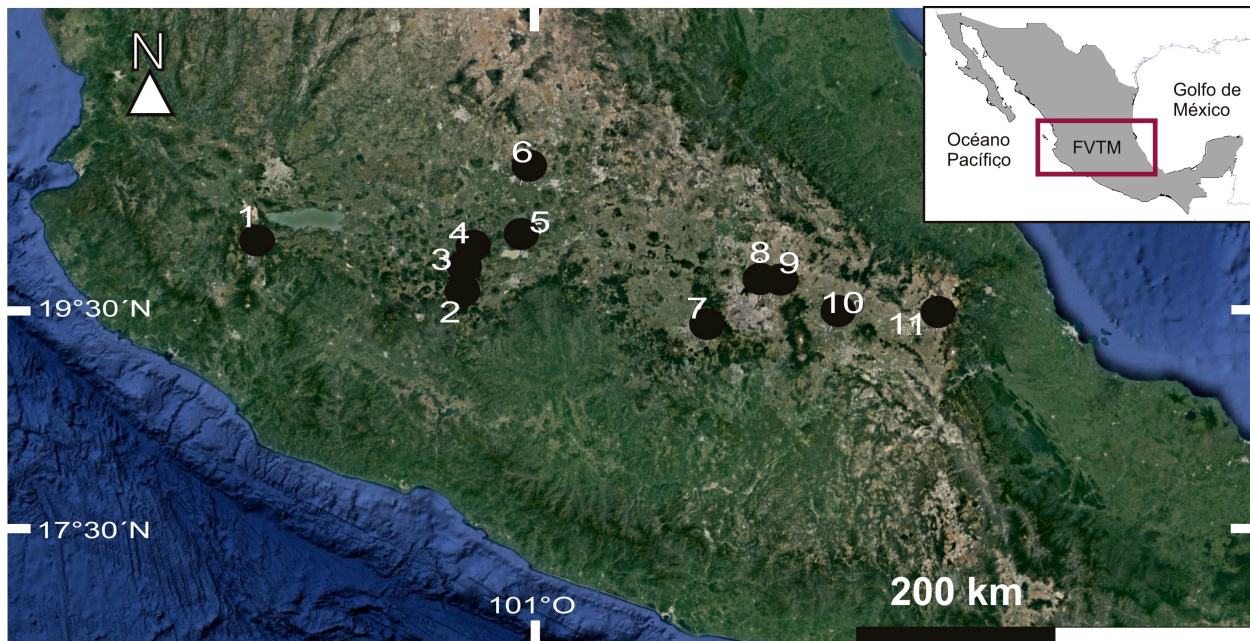


Figura 17. Registros paleoambientales de la FVTM. En el mapa los números corresponden a los siguientes sitios: 1. Sayula, 2. Zirahuén, 3. Pátzcuaro, 4. Zacapu, 5. Cuitzeo, 6. La Piscina de Yuriria, 7. Chignahuapan, 8. Chalco, 9. Texcoco, 10. Tecocomulco, 11. Cofre de Perote.

b) Periodo de los 43,920 a 41,870 años cal. AP

Durante este periodo los registros de Pátzcuaro (Watts y Bradbury, 1982; Bradbury, 2000) y Zacapu (Correa-Metrio *et al.*, 2012b) al occidente de la FVTM detectan la presencia de condiciones secas, al igual que el registro de la subcuenca de Sayula. Para el registro de Tecocomulco (Caballero *et al.*, 1999), en el centro de la FVTM, así como, en Zacapu y Pátzcuaro se detectó la presencia de condiciones secas por un tiempo más prolongado (A.2b) respecto al registro de Sayula.

Por su parte, el registro de Chalco (Cantarero, 2013; Torres-Rodríguez, 2015; Torres-Rodríguez *et al.*, 2015), muestra un patrón menos claro para estas edades si consideramos el registro de polen regional, sin embargo, con los indicadores locales fue posible detectar la presencia de intervalos con tendencia a condiciones de mayor salinidad hace 43,500 y entre los 42,000 a los 36,000 años cal. AP (Torres, 2015), que coinciden de manera parcial con lo planteado en el presente trabajo.

c) Periodo de los 40,690 y 28,160 años cal. AP

Entre 40,200-38,300 años cal. AP, el registro de Sayula detecta al evento H4 como un periodo de menor humedad. Sin embargo, las condiciones que se presentaron durante este intervalo de tiempo en la subcuenca se diferencian claramente de las condiciones que prevalecieron entre 43,930-41,870 años cal. AP. Para los registros de Zacapu y Pátzcuaro (Watts y Bradbury, 1982; Bradbury, 2000), en el occidente de la FVTM, y de Chalco (Cantarero, 2013; Torres-Rodríguez, 2015; Torres-Rodríguez *et al.*, 2015) y Tecocomulco en la región central la presencia de condiciones secas no está claramente delimitada como dos eventos distintos. A excepción de Zacapu, donde Correa y colaboradores (2012b) mencionan que las condiciones secas en el sitio están relacionadas con el evento H4, no existen registros previos de la influencia de éste evento H para el centro de México.

No obstante, los datos de la presente investigación y la comparación con las investigaciones previas para el centro de México indican que los registros de Pátzcuaro, Chalco y Tecocomulco también pueden estar registrando la influencia del H4 y convierten al período que va, aproximadamente de 46,000 a 38,000 años cal. AP en un período relevante para entender los patrones de humedad en el norte y centro de México.

Entre ~38,000-28,160 años cal. AP los registros del occidente y centro de la FVTM mostraron una gran variabilidad paleoclimática y paleoambiental. Esta variabilidad, aunada a 1) los problemas en los modelos de edad; 2) la falta de calibración de las edades en algunos trabajos, y 3) la actividad volcánica cercana a algunos de los sitios que han sido estudiados, hace difícil la interpretación de las similitudes y diferencias de los patrones climáticos a nivel regional.

En la región occidental de la FVTM, considerando el registro de Sayula y Pátzcuaro (Bradbury, 2000), posiblemente se experimentaron condiciones más húmedas. Mientras que, las diferencias entre el registro de Zacapu (Ortega *et al.*, 2002) y los dos registros anteriores (Tabla A.2c), pueden ser explicadas por la alta actividad volcánica cercana al lago de Zacapu. Correa-Metrio y colaboradores (2012b) argumentan que las posibles consecuencias en la configuración de la cuenca debido a la actividad volcánica, no permitieron hacer una reconstrucción de las condiciones ambientales en la que el clima fuera el componente más importante. Lo anterior,

hace posible proponer que el occidente de la FVTM presentó condiciones de mayor humedad durante estas edades.

En relación a los registros del centro de la FVTM, las investigaciones realizadas indican que posiblemente estos sitios no experimentaron condiciones húmedas que favorecieran la formación de comunidades vegetales más cerradas y lagos profundos entre ~38,000 y 28,280 años cal. AP (Caballero, 1997; Caballero, *et al.*, 1999; Roy *et al.*, 2009; Cantarero, 2013; Torres, 2015). Caballero (1997) menciona que si bien, la información de los registros glaciales no coincide completamente, permite pensar que entre los 34,000 y 25,000 años ¹⁴C AP el clima del centro de México debió ser más frío y húmedo. Explicando que, el balance de agua negativo registrado en los lagos de Texcoco y Chalco pudo deberse a que el agua disponible era captada por los glaciales que rodeaban la cuenca. La idea de una menor temperatura, se ve apoyada por los trabajos realizados en Zacanco, donde hace 30,000 años cal. AP se registró la presencia de pastizales a alturas en las que actualmente se esperaría la presencia de bosques de *Pinus* (Caballero *et al.*, 2001). Lozano y colaboradores (2015) observaron, además en el registro de Chalco, un aumento en los porcentajes de Titanio entre 30,300-28,600 años cal. AP, que podría indicar un aumento en la precipitación para estas edades.

La variación entre la profundidad de los lagos del occidente y centro de la FVTM, que estaría relacionada con la humedad disponible en ambas regiones, puede ser una consecuencia de la gran variabilidad topográfica del centro del país y su influencia en el clima.

La FVTM presenta un gradiente ascendente de altitud este-oeste, que en promedio va de 1,600 a 2,200 m. Este gradiente tiene una variación más pronunciada en la zona oriental, donde predominan las elevaciones entre 1,750-2,850 m. El paisaje occidental, por su parte, presenta una distribución más uniforme con estructuras de alturas entre 1,197-2,113 m. Mientras que, la región centro tiene características intermedias, cuya altitud promedio es de 1,800 m con estructuras que superan los 2,760 m (Cantellano de Rosas, 2007). Cantellano de Rosas (2007) menciona, que el relieve aunado a otros factores han determinado el clima de la FVTM y permite describir tres grandes regiones:

1) La región oriental que es más templada, con climas predominantes que corresponden a la categoría de los templados, aunque en sus extremos noroeste, este y suroeste se presentan climas áridos y cálidos.

2) La región occidental más cálida, donde predominan los climas semicálidos subhúmedos y en general se presenta un gradiente noreste-sureste.

3) La región central que es una combinación de ambas.

Aunado a la caracterización de tres regiones climáticas para la FVTM, Hernández y Carrasco (2007) reportan que, si bien la FVTM se caracteriza por tener temperaturas que oscilan en promedio entre 12-18 °C, la región occidental presenta temperaturas entre 18-22 °C. Es así, que retomando la idea de Caballero (1997), un descenso de la temperatura en el centro del país pudo favorecer el crecimiento de los glaciares de montañas en la parte centro-oriente de la FVTM y una menor evaporación en la región occidental. Una disminución en la evaporización permitiría altos niveles lacustres en el lago de Pátzcuaro y menos someros en el lago de Sayula.

Considerando que el registro de las glaciaciones en México se limita a elevaciones mayores de 3,800 m.s.n.m (Caballero *et al.*, 2010) se puede observar que la diferencia en la altitud de las cuencas, las montañas que la delimitan y las cercanas a ellas, son decisivas en la respuesta a la variabilidad climática del centro de México. Es así, que bajo ciertos umbrales de cambio la altura de las cuencas permite entender las diferencias entre cuencas altas, como en las que se encuentra el registro de Chalco y Tecocomulco, *versus* cuenca bajas, como la subcuenca de Sayula. El registro de Chalco a 2,200 m.s.n.m (Lozano-García *et al.*, 2015) está rodeado de picos montañosos como el Iztaccíhuatl (5,282 m.s.n.m) y el Popocatepétl (5,452 m.s.n.m) (Caballero *et al.*, 2010). El registro de Tecocomulco a 2,450 m.s.n.m (Roy *et al.*, 2009) es cercano al Popocatepétl, Iztaccíhuatl y la Malinche, este último con una altura de 4,461 m.s.n.m. Por su parte, el lago de Sayula está a una altitud de 1,350 m.s.n.m, rodeado de montañas con una altitud entre 2,200-2,800 m.s.n.m (Ramsar, 2003; Valdez *et al.*, 2005) y es cercano únicamente al volcán de Colima (con 4,270 m.s.n.m). El contexto topográfico de la subcuenca de Sayula y el gradiente de temperatura este-oeste descrito por Hernández y Carrasco (2007) permite pensar que durante estas edades, en la subcuenca de Sayula se establecieron condiciones menos frías respecto al centro de la FVTM y de mayor precipitación (o menor evaporación) como lo indican

las concentraciones relativamente bajas de *Pinus* y los altos porcentajes de taxa como *Quercus* y *Alnus*.

9.3.2 Contexto paleoclimático y paleoambiental del centro de México durante MIS 2

c) Periodo de 27,730 a 24,650 años cal. AP

Durante el período que va de 27,730-24,650 años cal. AP, los registros del occidente y centro de la FVTM muestran un patrón de mayor humedad para la zona, aunque con algunas variaciones en el tiempo y entre los diferentes sitios (A.2d). Estas variaciones pueden ser explicadas por: 1) la actividad volcánica en algunos de los sitios (Zacapu y Chalco); 2) la respuesta diferencial por la altura de las cuencas de la zona central de la FVTM (Tecocomulco), y/o 3) por la falta de fechas calibradas en muchos de los trabajos que se consideraron en el presente análisis.

Los trabajos en el lago de Zacapu indicaron que, si bien no existen evidencias que permitan suponer la presencia de un cuerpo de agua entre 30,000-18,500 años cal. AP (Caballero *et al.*, 2010; Caballero, 1997), el hiato sedimentario para estas edades está estrechamente relacionado con los procesos volcánicos y tectónicos de la región (Ortega *et al.*, 2002; Correa-Metrio *et al.*, 2012b). Estas evidencias permiten no descartar la idea de condiciones más húmedas en la región occidental anteriores al H2.

Otra de las diferencias que se observó, fue entre los datos de la presente investigación y los del registro de Pátzcuaro. En el registro de la subcuenca de Sayula se dio el establecimiento de condiciones menos frías y una respuesta más dinámica de la vegetación a la variabilidad climática. Watts y Bradbury (1982) apuntan que entre 44,000-11,000 años ¹⁴C AP la vegetación de la cuenca de Pátzcuaro fue relativamente homogénea, caracterizándose por la presencia abundante de *Juniperus* y *Artemisia*, con porcentajes similares de *Pinus* y *Quercus* durante los últimos 48,000 años cal. AP (Bradbury, 2000). El registro regional de Sayula, por su parte, muestra el desarrollo de comunidades vegetales cerradas con una gran riqueza de palinomorfos, concentraciones de *Pinus* bajas, altos porcentajes de *Quercus* y *Alnus*, y la presencia conspicua de *Fraxinus*, *Juglans* y *Salix*.

d) Periodo de 22,850 a 14,020 años cal. AP

Entre 22,850-17,850 años cal. AP es posible detectar cambios en las comunidades vegetales como respuesta al establecimiento del LMG y el evento H1. Para la subcuenca de Sayula se reconstruye el establecimiento de bosques de coníferas y una posible disminución en la presencia de *Quercus*. Caballero y colaboradores (2010) reportan una expansión de bosques abiertos con *Pinus* como elemento predominantemente en distintos sitios de la FVTM (A.2e). Además, Correa y colaboradores (2012b) proponen que la dominancia de *Pinus* en el espectro polínico de Zacapu coincide parcialmente con la cobertura máxima de hielo durante el LMG, por lo que plantea que este taxa puede ser una evidencia del establecimiento de condiciones frías y, que si bien, las condiciones no eran húmedas, proveían de la humedad necesaria para favorecer la dominancia de la vegetación arbórea sobre los pastizales.

En la región occidental de la FVTM los trabajos realizados en los lagos de Zacapu (Correa-Metrio *et al.*, 2012b), Zirahuen (Lozano *et al.*, 2013), la Piscina de Yuriria (Holmes *et al.*, 2016) y Cuitzeo (Caballero *et al.*, 2010) reportan condiciones que coincidieron con lo planteado para Sayula. Sin embargo, los estudios de Bradbury (2000), y Metcalfe y colaboradores (2007) proponen que el registro de las diatomeas en el lago de Pátzcuaro indican la presencia de un lago profundo y frío entre 22,000-13,000 años cal. AP. Los autores proponen que el Lago de Pátzcuaro incluso podía llegar a congelarse durante el invierno, debido a que esta estación era fría y húmeda (Bradbury, 2000). Sin embargo, la presencia del género *Juniperus* en el registro del polen de Pátzcuaro (Bradbury, 2000) podría ser un indicador de condiciones relativamente secas para el sitio. Mientras, que la presencia de un lago profundo podría explicarse por una menor tasa de evaporación como resultado de temperaturas más bajas a las actuales. El registro de Juxtlahuaca, en el suroeste de México, es otro registro, que indica condiciones húmedas para el LMG. Atribuyendo dicha humedad a la actividad de las lluvias de verano (Lachniet *et al.*, 2013). Sin embargo, al igual que en el registro de Sayula se reconstruyen condiciones secas para el evento H1 y el Younger Dryas.

Para la región central de la FVTM durante este periodo, Lozano y colaboradores (2015) mencionaron que las reconstrucciones de las cuencas del lago de Chalco, Lerma y Texcoco han mostrado una tendencia general a condiciones secas, que podrían estar relacionadas con los

evento H2, el LMG y el evento H1 (Lozano-García *et al.*, 2013; Lozano-García *et al.*, 2015). Aunado a esto, las investigaciones en la FVTM también registran la respuesta del sistema a la disminución en la temperatura. Vázquez-Selem y Heine (2012) proponen una disminución en la temperatura entre 6-8 °C durante el LMG. Además, entre 21,000-14,000 años cal. AP, Caballero y colaboradores (2010) reportan distintos avances en los glaciales del Iztaccíhuatl, el Tancítaro, el Cofre de Perote y la Malinche; los cuales podrían atrapar la humedad disponible en la región (Caballero, 1997). Las evidencias geomorfológicas, aunadas al aumento en el porcentaje de herbáceas en distintos momentos permiten pensar en un posible descenso de 900 m para la vegetación del centro de la FVTM (Lozano-García *et al.*, 2005).

Como se mencionó en la sección anterior alrededor de 17,850 años cal. AP el registro de Sayula indica el establecimiento de condiciones secas en la subcuenca. Los registros del occidente de la FVTM han sido interpretados, también, como sitios donde prevalecieron condiciones secas, sin embargo, trabajos como el de Zirahuen registran una respuesta más dinámica al final del MIS 2 y durante la transición entre el Pleistoceno y Holoceno. Hace 13,500 años cal. AP el espectro polínico de Zirahuen mostró un cambio significativo en la vegetación. Dicho cambio está marcado por el incremento en el porcentaje de *Quercus* y *Alnus*, que podría indicar una anomalía negativa de 4 °C con respecto al presente y un incremento de 4.5 °C entre el LMG a hace 13,500 años cal. AP (Lozano *et al.*, 2013). Este posible aumento en la temperatura, que continuó incrementándose además durante el MIS 1, refuerzan la idea de la formación de un lago más somero con una mayor concentración de carbonatos en la subcuenca de Sayula como respuesta al aumento en la temperatura; que favoreció a su vez, procesos de evaporación en el cuerpo de agua.

Para el registro de Pátzcuaro, Bradbury (2000) y Metcalfe y colaboradores (2007) indicaron que existe una clara diferencia entre el conjunto de diatomeas del Pleistoceno y el Holoceno, que ha sido relacionado con la estacionalidad de la precipitación. Bradbury (2000) propuso que posiblemente coexistieron la precipitación de verano e invierno durante un periodo y posteriormente se estableció el régimen de lluvias de verano alrededor de los 12,000 años ¹⁴C AP, cuando comenzó a funcionar el sistema NAM.

Por su parte, en la región central de la FVTM se reportan condiciones secas para los distintos sitios, aunque algunos de ellos tienen una respuesta más dinámica, al igual que algunos sitios de la región occidental. Caballero y colaboradores (2001) proponen que el aumento en los niveles lacustres en la cuenca de Lerma entre 14,000-11,600 años cal. AP pudo haber respondido al proceso de desglaciación del Nevado de Toluca. El fenómeno de desglaciación, también explicaría los altos niveles del lago de Chalco, considerando su cercanía con el Iztaccíhuatl y el Popocatepetl, en donde se acumularon masas importantes de hielo. Así mismo, Lozano y colaboradores (2015) mencionaron que alrededor de los 14,500 años cal. AP hubo un aumento en la precipitación probablemente asociado con el Bølling-Allerød. Esta propuesta considera que las evidencias paleoambientales sugieren que el lago de Chalco fue un cuerpo de agua profundo con aguas diluidas y una baja productividad. Posteriormente, durante la transición entre el MIS 2 y MIS 1 hubo una disminución gradual de la precipitación y un incremento en la depositación de carbonatos, producto de condiciones más cálidas y una mayor evaporación.

9.3.3 Contexto paleoambiental del centro de México durante MIS 1

Para el MIS 1 la subcuenca de Sayula no registró claramente las fluctuaciones de los últimos miles de años. Siendo posible reportar únicamente, el establecimiento de un lago muy somero y posiblemente altamente salobre. Sin embargo, la información recabada en los estudios realizados en la FVTM muestran dos escenarios distintos. En algunos casos se plantea la transición de un clima seco a uno más húmedo, mientras que en otros se registra una continuación de condiciones secas. Los registros de Zacapu, Zirahuen y Juxtlahuaca indican la presencia de condiciones más húmedas. Además, Lachniet y colaboradores (2013) proponen que durante el Holoceno temprano las lluvias de verano tenían una mayor fuerza respecto al presente. No obstante, registros como el de Pátzcuaro y la Piscina de Yuriria indican condiciones relativamente secas, aunque con fluctuaciones.

Para la región central de la FVTM se experimentaron condiciones secas, aunque posiblemente atenuadas por los procesos de desglaciación en las grandes montañas de la zona. Registros como Texcoco, Chalco, Chignahuapan, Tecocomulco, Metepec y Zacanco, estos últimos en la cuenca del Alto Lerma, presentaron hiatos importantes o una mala preservación entre el Pleistoceno tardío y el Holoceno (Caballero *et al.*, 1999; Caballero *et al.*, 2001; Roy *et*

al., 2009). Lozano-García y colaboradores (2005), por ejemplo, mencionan que durante el Pleistoceno se han reconstruido condiciones más estables en la columna de agua del lago de Chignahuapan respecto al Holoceno; dicho fenómeno posiblemente se debió a la existencia de una menor evaporación durante la temporada seca debido a las condiciones frías durante el Pleistoceno (Lozano-García *et al.*, 2005). Torres y colaboradores (2012) mencionan que bajo las condiciones secas que posiblemente prevalecieron en el centro del país se debe considerar que la respuesta observada en los lagos depende del torrente inicial de agua. Proponiendo que si éste se encuentra entre los dos y cinco metros es posible que se presenten problemas con la preservación de los sedimentos. Mientras, que en los lagos profundos ($\geq 40\text{m}$) probablemente se experimentó únicamente la disminución del nivel lacustre (Torres-Rodríguez *et al.*, 2012). Es así, que para el Holoceno la respuesta a la actividad del sistema NAM en los distintos sitios, está siendo fuertemente influenciada por las tasa de evaporización en cada uno de ellos.

9.4 Respuesta paleoambiental en la cuenca de Sayula en el marco de la Variabilidad Climática del Último Ciclo Glacial-Interglacial

La comparación entre distintos indicadores del registro de Sayula y los registros del $\delta^{18}\text{O}$ de los núcleos de hielo en Groenlandia (NGRIP Project Members, 2004), el porcentaje de reflectancia de los sedimentos en la cuenca de Cariaco (Peterson *et al.*, 2000) y los valores de insolación a los 20°N (Paillard, *et al.*, 1996) permitieron analizar los cambios paleoambientales de la cuenca de Sayula en el contexto de la variabilidad climática global entre 51,000-6,000 años cal. AP (Fig. 18).

a) Influencia de la insolación en el registro de Sayula

La insolación de primavera e invierno a los 20°N tienen una relación positiva con los indicadores de condiciones más secas en la subcuenca de Sayula para distintos periodos. Es así que a valores de insolación alta la disponibilidad de agua en la cuenca es menor (Fig. 18). Los trabajos de Torres-Rodríguez y colaboradores (2015) en la cuenca de México y de Quiroz-Jiménez y colaboradores (2017) en Santiaguillo proponen que la depositación de calcita en los lagos y su relación con la alta insolación de primavera puede ser explicada por la ausencia de precipitación. Dicha estación contribuye únicamente con alrededor del 4% de la precipitación anual actual y sumado a las altas temperaturas, podría propiciar el incremento en la evaporación

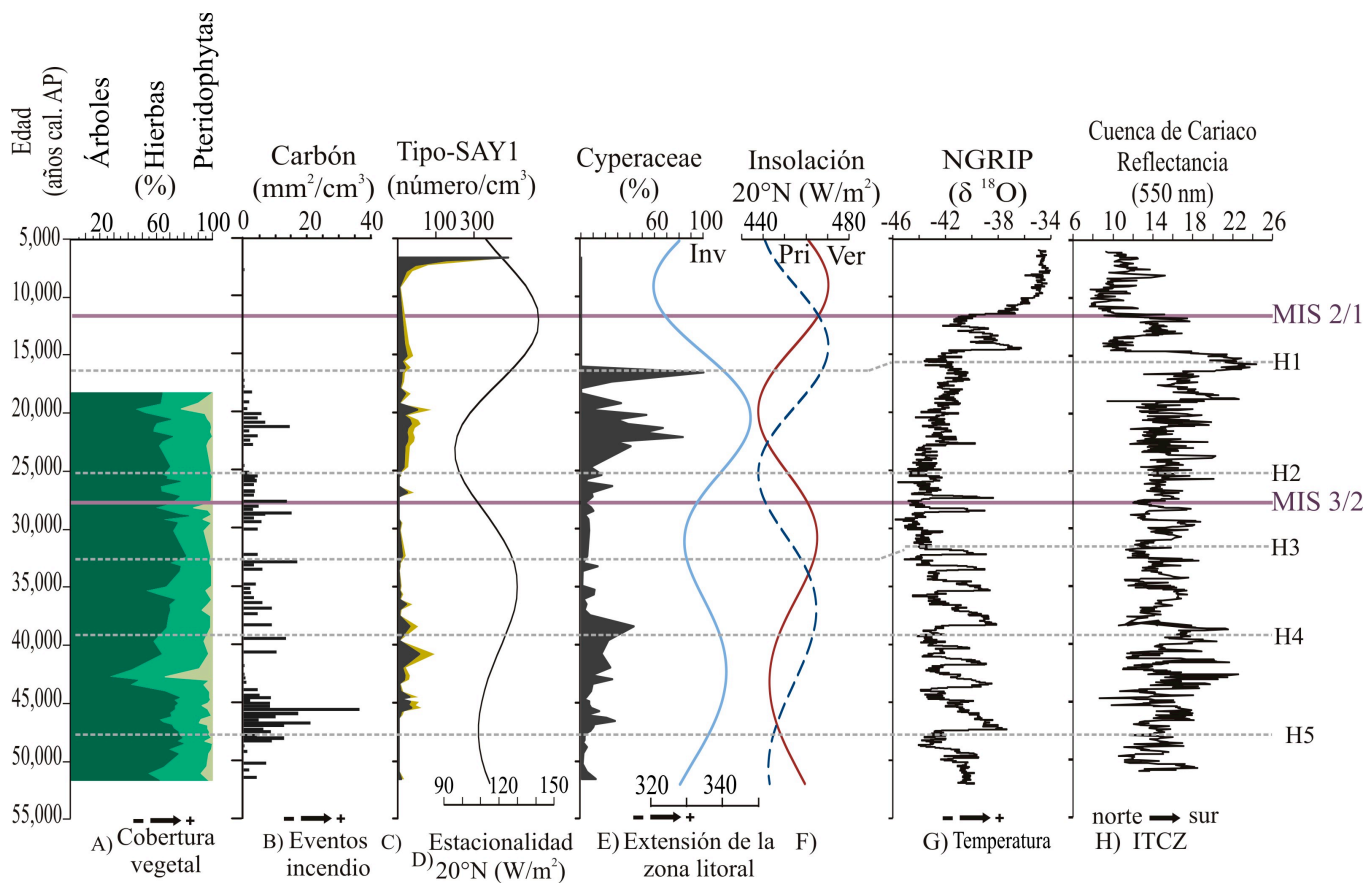


Fig. 18. Comparación del registro de Sayula con otros registros de la variabilidad climática en el último ciclo Glacial-Interglacial. De izquierda a derecha se muestra: A) Porcentaje de los árboles, hierbas y pteridofitas del registro polínico de Sayula, B) el índice de *Pinus*/Polen regional, C) concentración de partículas de carbón, D) el porcentaje de Cyperaceae respecto a la suma polínica y E) la concentración del Tipo-SAY1, que conforman parte del registro regional y local del núcleo Say-07-01. F) En negro la estacionalidad a los 20° N (Paillard, *et al.*, 1996), G) la insolación de primavera a los 20° N se muestra en color azul fuerte, la insolación de verano en color rosa y la insolación de invierno en un color azul claro (Paillard, *et al.*, 1996), H) el registro del $\delta^{18}\text{O}$ de los núcleos de hielo en Groenlandia (NGRIP Project Members, 2004) y I) el porcentaje de reflectancia de los sedimentos en la cuenca de Cariaco (Peterson *et al.*, 2000). Se indican los eventos Heinrich y las divisiones entre el MIS 3-MIS 2 y el MIS 2-MIS 1 con líneas punteadas.

de la columna de agua durante esta estación en el norte y centro de nuestro país. En el lago de Sayula el efecto de una mayor insolación de primavera se ve reflejado en un aumento en el porcentaje de las Cyperaceae respecto a la suma polínica y en la concentración del PNP Tipo-SAY1, que responden a una expansión de la zona litoral y un aumento en la salinidad. Además, en términos generales los valores de alta concentración de partículas de carbón durante el MIS 3 coinciden con valores altos en la insolación de primavera.

En el caso de la insolación de primavera el patrón descrito anteriormente se cumplió a excepción de los periodos entre 51,480-50,220 años cal. AP y entre 7,810-6,640 años cal. AP, cuando la insolación es baja y la cuenca presenta condiciones relativamente secas para el primer caso, y secas durante el segundo periodo. Así mismo, entre 38,000-32,000 años cal. AP cuando la insolación de primavera es alta se reconstruyen condiciones más húmedas en la cuenca. Sin embargo, como se detallará más adelante otros forzamientos y factores climáticos jugaron posiblemente un papel más importante en la disponibilidad de la humedad en la cuenca.

En relación a la insolación de invierno, los indicadores del registro de Sayula tienen una relación positiva con condiciones más secas en la cuenca. Roy y colaboradores (2013) mostraron que la alta insolación de invierno se asocia con una menor precipitación de invierno en el desierto de Chihuahua. En la cuenca de Sayula los periodos de condiciones secas entre 43,930-41,870 años cal. AP y la tendencia a condiciones secas alrededor de los 24,650 años cal. AP se dan bajo altos valores de insolación de invierno. Roy y colaboradores (2013) proponen que durante el LMG, cuando la influencia del casquete Laurentino es mayor la respuesta relacionada con la insolación parece haberse amortiguado en el desierto de Chihuahua (29 °N). No obstante, el registro de Sayula (19 °N) no muestra la misma respuesta que Babícora, la cual se encuentra a una mayor latitud, por lo que, estos resultados podrían cuestionar la idea de una mayor influencia de los vientos del oeste en el centro de México durante el LMG, como anteriormente lo había propuesto Bradbury (2000) con el registro de Pátzcuaro. Además, estudios como los de Kirby y colaboradores (2006) mencionan, que la baja insolación de verano y la alta insolación de invierno reducen la precipitación de invierno y verano en la región durante el LMG.

Por su parte, los periodos con alta insolación de verano en la cuenca de Sayula están posiblemente asociados con una mayor precipitación de verano, como se ha reportado en trabajos

previos para otros sitios de bajas latitudes (Kirby *et al.*, 2006; Roy *et al.*, 2013; Torres-Rodríguez *et al.*, 2015; Quiroz-Jiménez *et al.*, 2017). Kirby y colaboradores (2006) mencionan que la relación entre los máximos de insolación de verano y los altos niveles lacustres de muchos de los lagos en el suroeste de los Estados Unidos entre 57,000-33,000 años cal. AP han sido interpretados como una expansión del sistema NAM y un aumento en la frecuencia de las tormentas de invierno. Holmgren y colaboradores (2006) plantean que la precipitación de verano fue al menos de la mitad de la magnitud o incluso de una magnitud comparable a los valores modernos durante los últimos 57,000 años cal. AP. Por su parte, Metcalfe y colaboradores (2015) mencionan que la variación de la lluvia en México está influenciada por la insolación de verano del hemisferio norte, que en una escala de tiempo de miles de años está ligada a la precesión. Los cambios en la insolación provocan cambios en la posición de la ITCZ (Lachniet *et al.*, 2013; Metcalfe *et al.*, 2015). Mientras que, en una escala de tiempo de centenas de años o menos, los cambios en el Pacífico y Atlántico influyen en la lluvia de Norte y Centroamérica (Metcalfe *et al.*, 2015). Es así, que los datos aportados por el presente trabajo pueden ser una prueba de la influencia de la insolación de verano sobre la posición de la ITCZ y el sistema NAM para el occidente de la FVTM.

b) Influencia de la posición de la ITCZ en el registro de Sayula

Si bien el registro palinológico de Sayula es de baja resolución la comparación con el registro del Cariaco aportó nueva información que ayudan a la generación de futuras hipótesis de trabajo. El porcentaje de reflectancia de los sedimentos de la cuenca del Cariaco en Venezuela, que es considerado como un indicador de la posición de la ITCZ, mostró una relación positiva con los indicadores de la precipitación en la cuenca de Sayula (bajos porcentajes de Cypereacea, bajas concentraciones del tipo-SAY1 y bajos valores en el índice *Pinus*/polen regional, además, de ser consistente con las interpretaciones del Eje DCA1 local y regional, y los valores de SM). Es así, que los periodos húmedos en la cuenca de Sayula tienen una co-ocurrencia con la presencia de sedimentos más oscuros en la cuenca de Cariaco (posición norteña de la ITCZ), mientras que los periodos más secos del sitio de estudio coinciden con la presencia de sedimentos más claros en la cuenca oceánica (posición sureña de la ITCZ). El periodo seco de entre 43,920-41,870 años cal. AP tiene una co-ocurrencia con altos valores de la reflectancia en la cuenca del Cariaco.

Alrededor de los 15,000 años y de manera más clara durante el MIS 1 cuando la ITCZ se encuentra en una posición más norteña, la insolación de invierno es baja y la insolación de verano es alta, la alta insolación de primavera, el incremento en la estacionalidad y el aumento en la temperatura a nivel global, así como el gradiente de temperatura que presenta la FVTM por sus características topográficas posiblemente propiciaron que los fenómenos de evaporación fueran más importantes para las condiciones que prevalecieron en la cuenca respecto a la variabilidad en la precipitación.

c) El registro de Sayula y los cambios en la temperatura registrada en los núcleos de hielo de Groenlandia

Si bien el registro palinológico de Sayula es de baja resolución, la comparación con los datos del $\delta^{18}\text{O}$ del registro de Groenlandia permite ver una co-ocurrencia entre los valores más altos del registro de los núcleos de hielo (temperaturas más altas en latitudes altas del hemisferio norte) y las condiciones de mayor humedad en la cuenca durante el MIS 3 y MIS 2. Estas observaciones podrían apoyar la hipótesis de la presencia de lluvias de verano durante los interestadiales entre 51,000-15,000 años cal AP en el occidente de la FVTM. Trabajos en el norte y centro de México, así como en la Península de Yucatán (Correa-Metrio *et al.*, 2012; Roy *et al.*, 2013; Torres-Rodríguez, *et al.*, 2015) han mostrado la presencia de condiciones más húmedas en México y Centroamérica durante los interestadiales de Groenlandia (Correa-Metrio *et al.*, 2012), así como, la dominancia de la precipitación de verano producto del sistema NAM y de las tormentas tropicales que se desarrollan en el este del océano Pacífico (Roy, *et al.*, 2013). EPICA Community Members (2006) mencionan que durante los interestadiales hubo un incremento en el transporte y acumulación de calor por medio de la AMOC a latitudes más norteñas. La fuerza de la AMOC y su flujo de calor inter hemisferios, a su vez, está asociada con la migración de la ITCZ, la cual controla fuertemente la distribución estacional de la precipitación tropical. La importancia de las lluvias de verano en México, está apoyada, además, con la comparación entre el registro de Babicora y los datos de *Cave of Bell* en Estados Unidos, que permitieron ver una relación inversa de los periodos de mayor precipitación en dicha cuenca y las lluvias de invierno en Estados Unidos, sugiriendo una influencia mínima de éstas en la hidrología de la cuenca (Roy *et al.*, 2013).

10. Conclusiones

El registro palinológico del núcleo Say-07-01 permitió documentar los cambios de la vegetación regional y del registro local de la subcuenca de Sayula entre 51,000-6,000 años cal. AP. Este análisis hizo posible la reevaluación de la respuesta a la variabilidad paleoambiental y paleoclimática de la zona occidental de la FVTM y de las cuencas bajas en el centro México durante el último ciclo Glacial-Interglacial, obteniendo las siguientes conclusiones:

10.1 Reconstrucción de las condiciones paleoambientales en la subcuenca de Sayula

- La subcuenca de Sayula se caracteriza por presentar condiciones húmedas, pero con fluctuantes durante el MIS 3. Entre 43,930-41,870 años cal. AP se presenta uno de los eventos de sequía más importantes en la cuenca; este periodo, coincide con otros eventos de sequía reportados para el norte del país en Babícora y Santiaguillo (Quiroz-Jiménez *et al.*, 2017; Roy *et al.*, 2013).
- Los eventos Heinrich, reportados en estudios previos de latitudes bajas como periodos secos (Correa-Metrio *et al.*, 2012; Correa-Metrio *et al.*, 2012b; Lozano-García *et al.*, 2013), tienen la misma señal similar en el registro de Sayula. Durante el MIS 3 el evento H5, H4 y H3 se registran altas concentraciones en las partículas de carbón. Para el H4, además, hay un aumento en el porcentaje de *Artemisia*, de Cyperaceae y en los valores del Tipo-say1. Para el evento H3 se registran además bajos valores de SM.
- La transición entre el MIS 3 y MIS 2, así como los primeros miles de años del MIS 2 se caracterizan por presentar condiciones húmedas fluctuantes. El evento H2 coincide con la presencia de condiciones húmedas en la subcuenca según los indicadores palinológicos analizados en el presente trabajo. Sin embargo, la presencia de los valores más altos de calcita en el registro indican condiciones relativamente secas.
- Alrededor de los 22,850 años cal. AP, con el establecimiento de las condiciones del LMG, se dio una tendencia a condiciones más secas, que posiblemente se exacerbaron con el evento H1.
- La mala preservación de los palinomorfos regionales y la menor resolución del registro del núcleo Say-07-01 dificultan la interpretación de las condiciones entre la transición del MIS 2 y el MIS 1, y el periodo de tiempo del MIS 1 que abarca el registro. Sin embargo,

la información del presente trabajo y algunos de los registros de la FVTM, indican la presencia de condiciones secas aunque con mayores fluctuaciones que las registradas en la subcuenca de Sayula para este periodo.

- Los periodos de condiciones húmedas en la cuenca se caracterizan por tener una vegetación dominada por los bosques de *Quercus* y *Pinus*, con una mayor diversidad en el estrato herbáceo y el desarrollo de vegetación riparia.
- Los periodos de condiciones secas se caracterizan por tener a *Pinus* como elemento dominante y un estrato herbáceo posiblemente más abundante, aunque menos diverso. Los *Pinus*, no sólo responden a condiciones más secas, sino también a condiciones más frías como las que se dieron durante el LMG.
- Es así, que con base en la reconstrucción realizada y contestando a la pregunta de investigación planteada acerca de los factores climáticos que determinaron la composición de las comunidades vegetales en la subcuenca de Sayula durante el último ciclo Glacial-Interglacial podemos contestar que:
 1. Durante el MIS 3, la disponibilidad de la humedad y en menor medida los cambios en la temperatura en la zona fueron los factores más importantes para el desarrollo de las comunidades vegetales.
 2. Durante el MIS 2, y de manera más evidente al final del evento H2 y el LMG, tanto la humedad, como la temperatura jugaron un papel fundamental en la estructuración de las comunidades de plantas en la subcuenca. Alrededor de los 25,000 años cal. AP se observa un cambio en la dominancia de bosques de *Quercus* y de *Quercus-Pinus* a bosques de coníferas. Es importante señalar, que hasta los ~20,000 años cal. AP, cuando la preservación del registro palinológico permite la caracterización de las comunidades de plantas, no se registró la presencia de elementos característicos de bosques tropicales caducifolios y bosques espinosos. En el presente, éstas comunidades se distribuyen en la subcuenca de Sayula, por lo que podemos pensar, que las comunidades de plantas entre ~51,000-20,000 años cal. AP no se desarrollaron en climas análogos a los actuales, y que hace falta hacer mayores precisiones de las condiciones que

permitieron el desarrollo de estas comunidades vegetales en el occidente de la FVTM.

- En relación a la pregunta de investigación acerca de los niveles lacustres del cuerpo de agua que se presentaron durante el último ciclo Glacial-Interglacial, el presente estudio logro documentar:
 1. El conjunto local documentó cambios en los niveles lacustres durante el MIS 3 y MIS 2. Además, registró una tendencia a la formación de un lago somero alrededor de los 25,000 años cal. AP. Esta tendencia posiblemente llevó a la formación de un lago muy somero alrededor de los 18,000 años cal. AP.
 2. Los cambios en la productividad y/o en el nivel de los nutrientes del cuerpo de agua no son evidentes, si consideramos únicamente el registro palinológico. No obstante, fue posible aportar información acerca de los niveles de salinidad en el lago de Sayula como respuesta a condiciones más secas en la cuenca y una mayor evaporación.

10.2 Eventos de incendio en la subcuenca de Sayula

- Respondiendo a la pregunta de investigación acerca de si existe una relación entre los periodos de sequía y los eventos de incendios podemos concluir: El registro del núcleo Say-07-01 revela que la presencia de las altas concentraciones de partículas de carbón responde principalmente a la presencia de condiciones secas y de materia orgánica susceptible de ser quemada. En la mayoría de los casos los picos de altas concentraciones de las partículas de carbón presentan una co-ocurrencia con bajos valores en la SM, que indican una menor precipitación. El pico de partículas de carbón de hace 36,920 años cal. AP. coincide con uno de los valores más bajos de la SM del registro, lo que puede confirma la idea de condiciones secas o de menor precipitación asociadas con la presencia de incendios, como se ha planteado en trabajos previos (Power *et al.*, 2010; Correa-Metrio *et al.*, 2012; Torres-Rodríguez *et al.*, 2015).
- Sin embargo, contrario a lo esperado, las altas concentraciones en las partículas de carbón no coinciden con los periodos de mayor sequía en la subcuenca de Sayula (entre 43,930-41,870 años cal. AP, y entre 24,650-18,330 años cal. AP), a excepción de hace 21,290 años cal. AP cuando se registraron altas concentraciones. Las bajas concentraciones de

carbón durante estos periodos pueden deberse a una disminución en la actividad de incendios debido a una menor cantidad de biomasa propensa a ser quemada y/o a las malas condiciones de preservación como resultado de la disminución de la columna de agua en el lago.

- Los eventos de incendio pudieron jugar un papel más importante en la estructuración de las comunidades vegetales durante el MIS 3 respecto al MIS 2 y MIS 1, donde la disponibilidad de la humedad y la evaporación jugaron un papel más importante.

10.3 Contexto paleoclimático de la FVTM

En relación con la pregunta de investigación acerca de si la variabilidad climática reconstruida a partir del registro de Sayula coincide con los patrones reconstruidos para otros sitios en la FVTM podemos concluir:

- Entre 51,480-44,390 años cal. AP se presentaron condiciones húmedas para el occidente y centro de la FVTM, con una tendencia a condiciones más secas alrededor de los 46,000 años cal. AP en la región occidental.
- Entre 43,930-41,870 años cal. AP se detectó la presencia de condiciones secas en el occidente de la FVTM. Sin embargo, el registro de Chalco en el centro de la FVTM muestra un patrón menos claro. En los registros de Zacapu y Pátzcuaro, en el occidente, y de Tecocomulco en el centro de la FVTM, se presentaron condiciones secas por un tiempo más prolongado respecto al registro de Sayula. Estas condiciones posiblemente están relacionadas con el evento H4 como se registra en el presente estudio y para la cuenca de Zacapu. Sin embargo, la falta de fechas calibradas, los problemas en los modelos de edad y la actividad volcánica dificultan las interpretaciones a nivel regional.
- Entre ~38,000-28,160 años cal. AP los registros del occidente y centro de la FVTM mostraron una gran variabilidad paleoclimática y paleoambiental. Las diferencias entre el occidente y el centro de la FVTM posiblemente se deben a la diferencia de temperaturas entre estas dos zonas, relacionadas con el gradiente altitudinal. Este gradiente posiblemente propició una mayor precipitación y/o una menor evaporación en el occidente y el crecimiento de los glaciares de montaña para el centro-oriente de la FVTM como respuesta a una disminución en la temperatura para estas edades.

- Entre 27,730-24,650 años cal. AP los registros del occidente y centro de la FVTM muestran un patrón de mayor humedad para la zona, aunque con algunas variaciones entre los diferentes sitios, y cambios durante el evento H2. Con el establecimiento del LMG y durante el evento H1 se registra una tendencia a condiciones más secas y avances de los glaciales para el centro de México.
- Para el final del MIS 2 y durante el MIS 1 los registros del centro de México muestran una mayor variabilidad en la disponibilidad de agua relacionada con el evento Bølling-Allerød, Younger Dryas y los procesos de deglaciación y glaciación de las montañas en el centro de México respecto a lo registrado en el núcleo de Say-07-01.

10.4 El registro de Sayula en el contexto paleoclimático global

En relación a la pregunta de investigación de si la precipitación del centro de México está ligada a la variabilidad de la insolación en el hemisferio norte y a la dinámica de la ITCZ, la presente investigación encontró:

- Los periodos más húmedos en la cuenca coinciden con una alta insolación de verano a los 20° N. Mientras que la insolación de primavera e invierno mostraron una relación positiva con los indicadores de condiciones más secas en la cuenca.
- La relación negativa entre la insolación de invierno y la precipitación a lo largo del registro, aunado a la presencia de condiciones secas durante el LMG podrían cuestionar la idea de una mayor influencia de los vientos del oeste en el centro de México durante el último periodo glacial.
- Entre 51,000- ~15,000 años cal. AP los periodos húmedos en la subcuenca de Sayula coinciden con la presencia de sedimentos más oscuros en la cuenca de Cariaco (posición norteña de la ITCZ), mientras que los periodos más secos en el sitio de estudio coinciden con sedimentos más claros en la cuenca oceánica (posición sureña de la ITCZ).
- La mala preservación del registro de la subcuenca de Sayula durante el MIS 1 puede estar relacionada con el aumento en la temperatura a nivel global, un incremento en la estacionalidad y en la insolación de primavera a los 20° N que propiciaron un aumento en la evaporación y bajos niveles lacustres.

- La co-ocurrencia entre los valores menos negativos del registro del $\delta^{18}\text{O}$ en el registro de Groenlandia y las condiciones de mayor humedad en la subcuenca podrían apoyar la hipótesis de la presencia de lluvias de verano durante los interestadiales entre 51,000-~15,000 años cal AP en el occidente de la FVTM.

11. Bibliografía

- Adams, D. & Comrie, A. (1997). The North American Monsoon. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(10), 2197-2213.
- Aitken, M. J. & Stokes S. (1997). Climatostatigraphy. En M. A. Taylor, *Chronometric Dating in Archaeology*. (pp. 1-25). New York: Plenum Press.
- Ali, A., Higuera, P., Bergeron, Y., & Carcaillet, C. (2009). Comparing fire-history interpretations based on area, number and estimated volume of macroscopic charcoal in lake sediments. *Quaternary Research*, 72(3), 462-468.
- Bradbury, J. (2000). Limnologic history of Lago de Pátzcuaro, Michoacán, Mexico for the past 48,000 years: impacts of climate and man. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 163, 69–95.
- Allan J. F. (1986) Geology of the northern Colima and Zacoalco grabens, southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. *Geology Society American Bulletin* 97,473–485.
- Almeida-Lenero, L., Hooghiemstra, H., Cleef, A., & van Geel, B. (2005). Holocene climatic and environmental change from pollen records of lakes Zempoala and Quila, central Mexican highlands. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 136(1-2), 63-72.
- Arias, P., Fu, R., & Mo, K. (2012). Decadal Variation of Rainfall Seasonality in the North American Monsoon Region and Its Potential Causes. *Journal of Climate*, 25, 4258-4274.
- Armstrong Howard & Brasier Martin. (2005). *Microfossils*. 2da. Edición. UK: Blackwell Publishing. 287 p.
- Bennett K. D. & Willis. K. (2001). Pollen. En J. Smol, H. Birks, W. Last, R. Bradley, & K. Alverson, *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments* (Vol. 3, pp. pp. 5-32). Estados Unidos: Kluwer Academic Publishers.
- Birks H. J. B. & Birks H. H. (1980). *Quaternary Paleoeecology*. Arlond. London.
- Birks, H. H. & Birks, H. J. B. (2005). Reconstructing holocene climates from pollen and plant macrofossils., En: Mackay, A., Battarbee, R., Birks, J., Oldfield, F. (Eds.), *Global Change in the Holocene*. Hodder Arnold., U.K. 342 - 357.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie , L., Jouzel , J., & Bonani, G. (1993). Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 365, 143-147.
- Borcard Daniel, Gillet Francois, Legendre Pierre. (2011). *Numerical Ecology with R*. New York: Springer.
- Bradbury, J. (2000). Limnologic history of Lago de Pátzcuaro, Michoacán, Mexico for the past 48,000 years: impacts of climate and man. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 163, 69–95.
- Briles, C., Whitlock, C., & Bartlein, P. (2005). Postglacial vegetation, fire, and climate history of the Siskiyou Mountains, Oregon, USA. *Quaternary Research*, 64, 44-56.
- Caballero, M., Lozano, S., Ortega, B., Urrutia, J., & Macias, J. (1999). Environmental characteristics of Lake Tecocomulco, northern basin of Mexico, for the last 50,000 years. *Journal of Paleolimnology*, 22(4), 399–411.
- Caballero, M., Lozano-García, S., Vázquez-Selem, L., & Ortega, B. (2010). Evidencias de cambio climático y ambiental en registros glaciales y en cuencas lacustres del centro de México

- durante el último máximo glacial. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(3), 359-377.
- Caballero, M., Macias, J., Lozano-Garcia, S., Urrutia-Fucugauchi, J., & Castañeda-Bernal, R. (2001). Late Pleistocene –Holocene volcanic stratigraphy and palaeoenvironments of the upper Lerma basin, Mexico. *Volcaniclastic Sedimentation in Lacustrine Settings*, 30, 247-261.
- Caballero-Miranda, M. (1997). The Last Glacial Maximum in the Basin of Mexico: the Diatom Record between 34,000 and 15,000 years BP from Lake Chalco. *Quaternary International*, 43-44, 125-136.
- Cantarero, S. (2013). Multiproxy paleoclimatic record from geochemical analyses of Lake Chalco sediments, a closed basin lake in central Mexico. [Tesis de Maestría] Estados Unidos: *University of Minnesota*, 105 pp.
- Cantellano de Rosas. (2007). Reconocimiento espacial de los paisajes. En Luna Vega Isolda, Morrone Juan J., Espinosa Organista David. En *Biodiversidad de la Faja Volcánica Transmexicana*. México: Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad/ Universidad Nacional Autónoma de México.
- Capra, L., Gavilanes-Ruiz, J., Bonasia, R., Saucedo-Giron, R., & Sulpizio, R. (2015). Reassessing volcanic hazard zonation of Volcán de Colima, México. *Nat Hazards*, 76, 41-61.
- Carmichael, I., Lange, R., & Lu, J. (1996). Quaternary minettes and associated volcanic rocks of Mascota, western Mexico: a consequence of plate extension above a subduction modified mantle wedge. *124*, 302-333.
- Castillo, M., Muñoz-Salinas, E., Arce, J., & Roy, P. (2017). Early Holocene to present landscape dynamics of the tectonic lakes of west-central Mexico. *Journal of South American Earth Science*, 80, 120-130.
- Cerezo-Mota, R., Cavazos, T., Arr, R., Torres-Alavez, A., Sieck, K., Nikulin, G. & Salinas-Prieto, J. (2016). CORDEX-NA: factors inducing dry/wet years on the North American Monsoon region. *International Journal of Climatology*, 36, 824-836.
- Clark, J. S. (1988). Particle motion and the theory of charcoal analysis: source area, transport, deposition, and sampling. *Quaternary Research*. 30: 67-80. Whitlock, C., Larsen, C.P.S. (2001). Charcoal as a Fire Proxy. *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Volume 3 Terrestrial, algal, and siliceous indicators* (ed. por J. P. Smol, Birks, H. J. B., Last, W. M.), pp. 75-97. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W., McCabe, A.M.(2009). The Last Glacial Maximum. *Science*, 325, 710-714.
- Cohen AS. (2003). *Paleolimnology: The History and Evolution of Lake Systems*. New York: Oxford University Press.
- Comisión Estatal de Agua Jalisco (2005) *Cuencas Hidrológicas de Jalisco*. Disponible en <http://www.ceajalisco.gob.mx/>. Consultado el 16 de mayo del 2016.
- Consejo de Recursos Minerales. (1992). *Monografía Geológico-Minera del estado de Jalisco*. 1ra Edición. México: Editora de Publicaciones Técnicas. 122 pp.
- Correa-Metrio, A. (2010). *Climate and vegetation of the Yucatan Peninsula during the Late Pleistocene*. Florida Institute of Technology. PhD dissertation, Melbourne FL.
- Correa-Metrio, A., Bush, M., Cabrera, K., Sully, S., Brenner, M., Hodell, D., 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-García, 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(1), 135-143.
- Correa-Metrio, A., Lozano-García, S., Xelhuantzi-L, Xelhuantzi-López, S., Sosa-Nájera, S., & Metcalfe, S. (2012b). Vegetation in western Central Mexico during the last 50 000 years: modern analogs and climate in the Zacapu Basin. *Journal Of Quaternary Science*, 27(5), 509-518.
- Cronin, T. (2010). *Paleoclimates Understanding Climate Change Past and Present*. New York: Columbia University Press.
- Da Silva, A. C., Whalen, M. T., Hladil, J., Chadimova, L., Chen, D., Spassov, S., Boulvain, F. & Devleeschouwer, X. (eds). (2015). Magnetic susceptibility application: a window onto ancient environments and climatic variations: foreword en *Magnetic Susceptibility Application: A Window onto Ancient Environments and Climatic Variations*. Geological Society, London, Special Publications, 414 pp.
- EPICA Community Members (2006): Stable oxygen isotopes of ice core EDML. *PANGAEA*. Disponible en: <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.552270>. Consultado el 15 de agosto de 2017.
- Eugster, H., & Hardie, L. (1978). Saline Lakes. En L. A. (eds), *Lakes* (pp. 237-293). New York: Springer.
- Fægri K., Iversen, J. (1989). *Textbook of Pollen Analysis*, fourth ed. Wiley, Chichester.
- Franco-Ramos, O., Stoffel, M., Vázquez-Selem, L., & Capra, L. (2013). Spatio-temporal reconstruction of lahars on the southern slopes of Colima volcano, Mexico – A dendrogeomorphic approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 267, 30-38.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., & Manea, M. (2011). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*(522-523), 123-145.
- Ferrari, L., Pasquarè, G., Venegas-Salgado, S., and Romero-Rios, F. (2000). Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block, en Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., and Stock, J. M., eds., *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 334*.
- Ferrari, L., & Rosas-Elguera, J. (2000). Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: The Tepic-Zacoalco rift revised en Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., and Stock, J. M., eds., *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 334*.
- García Enriqueta. (1998). *Modificaciones al sistema de Clasificación Climática de Köppen*. México: Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México. 90 pp.
- Gardner, J., & Whitlock, C. (2001). Charcoal accumulation following a recent fire in the Cascade Range, northwestern USA, and its relevance for fire-history studies. *The Holocene*, 11(5), 541- 549.
- Gauch, H. G., Jr. (1982). *Multivariate Analysis in Community Ecology*: Cambridge, UK: Cambridge University Press, 298 p.
- Gibbard, P. L. (2007). Climastratigraphy en Elias, S. A. *Encyclopedia of Quaternary Science*. (p. 2819-2825) Amsterdam: Elsevier.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M., & Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 229-287.
- Grimm, E.C., 1992. TILIA 2.0 software. Illinois State Museum.

- Heinrich, H. (1988). Origin and Consequences of Cyclic Ice Rafting in the Northeast Atlantic Ocean During the Past 130,000 Years. *29*(2), 142-152.
- Heiri, O., Lotter, A., & Lemcke, G. (2001). Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, *25*, 101-110.
- Hemming, S. R. (2004). Heinrich Events: Massive Late Pleistocene Detritus Layers of the North Atlantic and their Global Climate Imprint. *Reviews of Geophysics*, *42*(1), 1-43.
- Hernández-Cerna M. & Carrasco-Anaya G. (2007). Rasgos Climáticos más importantes. En Luna Vega Isolda, Morrone Juan J., Espinosa Organista David. En *Biodiversidad de la Faja Volcánica Transmexicana*. México: Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad/ Universidad Nacional Autónoma de México.
- Higuera, P., Gavin, D., Bartlein, P., & Hallett, D. (2010). Peak detection in sediment–charcoal records: impacts of alternative data analysis methods on fire-history interpretations. *International Journal of Wildland Fire*, *19*, 996–1014.
- Higuera, P., Peters, M., Brubaker, L., & Gavin, D. (2007). Understanding the origin and analysis of sediment-charcoal records with a simulation model. *Quaternary Science Reviews*, *26*(13-14), 1790-1809.
- Hill, M. O. & Gauch, H. G., 1980, Detrended correspondence analysis: an improved ordination technique, *Vegetation*, *42*, 47-58.
- Holmes, J., Metcalfe, S., Heather, J., & Marshall, J. (2016). Climatic variability over the last 30 000 years recorded in La Piscina de Yuriria, a Central Mexican crater lake. *Journal of Quaternary Science*, *31*(4), 310-324.
- Holmgren, C., Betancourt, J., & Rylander, K. (2006). A 36,000-yr vegetation history from the Peloncillo Mountains, southeastern Arizona, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *240*(3-4), 405-422.
- Huntley, B., Webb T III (eds.). 1988. *Vegetation History*. Vol. 7. En *Handbook of Vegetation Science*. Dordrecht: Kluwer Academic Public. 807 pp.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). 1978. *Uso de Suelos y Vegetación* escala 1:2500. Disponible en <http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/recnat/default.aspx> consultado el 3 de mayo del 2016.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). 2016. *Simulador de flujos de agua de cuencas hidrográficas*. Disponible en <http://www.inegi.org.mx> consultado el 3 de mayo del 2016.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). (2007). *Climate Change 2007: Synthesis Report*. Disponible en https://www.ipcc.ch/publications_and_data/publications_ipcc_fourth_assessment_report_synthesis_report.htm. Consultado el 3 de noviembre de 2016.
- Jauregui, E. (1995). Rainfall Fluctuations and Tropical Storm Activity in Mexico. *Erdkunde*, *49*(1), 39-48.
- Kirby, M., Lund, S., & Bird, B. (2006). Mid-Wisconsin sediment record from Baldwin Lake reveals hemispheric climate dynamics (Southern CA, USA). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *241*(2), 267-283.
- Lachniet, M., & Vázquez-Selem, L. (2005). Last Glacial Maximum equilibrium line altitudes in the circum-Caribbean (Mexico, Guatemala, Costa Rica, Colombia, and Venezuela). *Quaternary International*, *138-139*, 129-144.

- Lachniet, M., Asmerom, Y., Bernal, J., Polyak, V., & Vázquez-Selem, L. (2013). Orbital pacing and ocean circulation-induced collapses of the Mesoamerican monsoon over the past 22,000 y. *PNAS*, *110*(23), 9255-9260.
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sunc, Y., & Sambridge, M. (2014). Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *PNAS*, *111*(43), 15296-15303.
- Lang, N., & Wolff, E. (2011). Interglacial and glacial variability from the last 800 ka in marine, ice and terrestrial archives. *Climate of Past*, *7*, 361-380.
- Legendre, P. & Legendre, L., 1998, Numerical Ecology: Oxford, U.K., Elsevier Science.
- Liebmann, B., Bladé, I., Bond, N., Gochis, D., Allured, D., & Bates, G. (2008). Characteristics of North American Summertime Rainfall with Emphasis on the Monsoon. *American Meteorological Society*, *21*, 1277-1294.
- Lisiecki, L. E. & Raymo M. E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic D18O records. *Paleoceanography*, *20*, 1-17.
- Long, J., & Stoy, P. (2013). Quantifying the periodicity of Heinrich and Dansgaard–Oeschger events during Marine Oxygen Isotope Stage 3. *Quaternary Research*, *79*(3), 413-423.
- Long, C., & Whitlock, C. (2002). Fire and Vegetation History from the Coastal Rain Forest of the Western Oregon Coast Range. *Quaternary Research*, *58*(3), 215-225.
- López-Pérez M. (2014). Material Carbonizado en Registros Sedimentarios Lacustres como Indicador de Regímenes de Incendios en el Centro y Sur del país. [Tesis de Licenciatura] México: UNAM. 77 pp.
- Lot A., Medina-Lemos R. & Chiang F. (Ed.) (2103). Plantas Acuáticas Mexicanas, una contribución a la flora de México. Volumen I. Monocotiledoneas. Instituto de Biología de la Universidad Autónoma de México. México. 397 p.
- Lozano-García, S., Ortega, B., Roy, P., Beramendi-Orosco, L., & Caballero, M. (2015). Climatic variability in the northern sector of the American tropics since the latest MIS 3. *Quaternary Research*, *84*, 262-271.
- Lozano-García, S., & Ortega-Guerrero, B. (1998). Late Quaternary environmental changes of the central part of the Basin of Mexico; correlation between Texcoco and Chalco basins. *Review of Palaeobotany and Palynology*, *99*, 77-93.
- Lozano-García S.; Torres-Rodríguez E; Ortega B.; Vázquez G.; Caballero M. (2013). Ecosystem responses to climate and disturbances in western central Mexico during the late Pleistocene and Holocene. *Palaeogeography Palaeoclimatology, Palaeoecology*. *370*, 184–195.
- Lozano-García, S., Sosa-Nájera, S., Sugiura, Y., & Caballero, M. (2005). 23,000 yr of vegetation history of the Upper Lerma, a tropical high-altitude basin in Central Mexico. *Quaternary Research*, *64*, 70-82.
- Lozano-García M. S. & Xelhuantzi-López M. S. (1997). Some problems with the late Quaternary pollen records of Central Mexico: Basins of Mexico and Zacapu. *Quaternary International* *43–44*: 117–123.
- Luhr, J., Navarro-Ochoa, C., & Savov, I. (2010). Tephrochronology, petrology and geochemistry of Late-Holocene pyroclastic deposits from Volcán de Colima, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *197*, 1-32.
- Lynch, J.A., Clark, J.S., Stocks, B.J. (2004). Charcoal production, dispersal, and deposition from the Fort Providence experimental fire: interpreting fire regimes from charcoal records in boreal forest. *Canadian Journal of Forest Research*. *34*: 1642-1656.

- MacDonald, G.M., Larsen C.P.S., Szeicz J.M., Moser, K.A. (1991). The reconstruction of Boreal Forest Fire History from lake sediments: a comparison of charcoal, pollen, sedimentological, and geochemical indices. *Quaternary Science Reviews*, 10: 53-71.
- Macías-Rodríguez M.Á. (2004). *Vegetación y Flora de la Laguna de Sayula. Guía Ilustrada*. México: CONABIO y Universidad de Guadalajara.
- Macías-Rodríguez, M., Fría-Ureña, H., Contreras-Rodríguez, S., & Frías-Castro, A. (2017). Vascular Plants and Vegetation of the Sayula sub-basin, Jalisco, Mexico. *96(1)*, 1-35.
- Martinez-Moreno, A., Flores-Garnica, J., & Benavides-Solorio, J. (1900). Índice de Riesgo de Incendios en la Sierra de Tapalpa, Estado de Jalisco. *Revista de Ciencias Forestales en México*, 15(67), 1-32.
- Magaña, V. O, Vázquez J. L., Pérez, J.L. & Pérez J. B. (2003). Impact of El Niño on precipitation in Mexico. *Geofísica Internacional*. 42(3), 313-330.
- Medina-Martinez. (1982). Analysis of the Eruptive History of the Volcan de Colima, México. *Geofísica Internacional*, 22:2,157-178.
- Metcalfe S. (2016, 15 de octubre) comunicación personal.
- Metcalfe, S. (1997). Palaeolimnological Records of Climate Change in México-Frustrating Past, Promising Future? *Quaternary International*, 43-44, 111-116.
- Metcalfe, S., Barron, J., & Davies, S. (2015). The Holocene history of the North American Monsoon: ‘known knowns’ and ‘known unknowns’ in understanding its spatial and temporal complexity. *Quaternary Science Reviews*, 120, 1-27.
- Metcalfe, S. (2006). Late Quaternary Environments of the Northern Deserts and Central Transvolcanic Belt of Mexico. *Annals of the Missouri Botanical Garden*, 93(2), 258- 273.
- Metcalfe, S., Davies, S., Braisby, J., Leng, M., Newton, A., Terrett, N., & O'Hara, S. (2007). Long and short-term change in the Pátzcuaro Basin, central Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 247, 272-295.
- Metcalfe, S., Say, A., Black, S., McCulloch, R., & O'Hara, S. (2002). Wet Conditions during the Last Glaciation in the Chihuahuan Desert, Alta Babicora Basin, Mexico. *Quaternary Research*, 57, 91- 101.
- Mix, A., Bard, E., & Schneider, R. (2001). Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews*, 20, 627-657.
- Molina E. (2002). Micropaleontología. España: Colección de Textos Docentes. 643 pp.
- Norini, G., Capra, L., Gropelli, G., Agliardi, F., Pola, A., & Cortes, A. (2010). Structural architecture of the Colima Volcanic Complex. *Journal of Geophysical Research*, 115, 1-20.
- North Greenland Ice Core Project members (NGRIP). (2004). High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last inter- glacial period, *Nature*, 431, 147–151.
- Ortega, B., Caballero, C., Lozano, S., Israde, I., & Vilaclara, G. (2002). 52 000 years of environmental history in Zacapu basin, Michoacan, Mexico: the magnetic record. *Earth and Planetary Science Letters*, 202, 663-675.
- PAGES. (2016). Interglacials of the last 800,000years. *Reviews of Geophysics*, 54, 162-219.
- Paillard, D., L. Labeyrie & P. Yiou. (1996). Macintosh program performs time-series analysis, *Eos Trans. AGU*, 77: 379. Disponible en http://www.agu.org/eos_elec/96097e.html
- Patterson III, W., Edwards, K., & Maguire, D. (1987). Microscopic charcoal as a fossil indicator of fire. *Quaternary Science Reviews*, 6(1), 3-23.
- Peters, M.E., and Higuera, P.E. (2007). Quantifying the source area of macroscopic charcoal with a particle dispersal model. *Quaternary Research*, 67, 304-310.

- Peterson, Larry S; Haug, Gerald H; Murray, Richard W; Yarincik, K M; King, John W; Bralower, Timothy J; Kameo, Koji; Rutherford, Scott D; Pearce, Richard B (2000): (Table 1) Stable oxygen isotopic ratios of Globigerinoides ruber in ODP Hole 165-1002C sediments. PANGAEA, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.803256>, In supplement to: Peterson, LS et al. (2000): Late Quaternary stratigraphy and sedimentation at site 1002, Cariaco basin (Venezuela). In: Leckie, RM; Sigurdsson, H; Acton, GD; Draper, G (eds.) Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 165, 1-15, <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.165.017.2000>
- Poore, R., Quinn, T., & Verardo, S. (2004). Century-scale movement of the Atlantic Intertropical Convergence Zone linked to solar variability. *Geophysical Research Letters*, 31, 1-4.
- Power, M.J., Marlon, J., Ortiz, N., Bartlein, P.J., Harrison, S.P., Mayle, F.E., Ballouche, A., Bradshaw, R.H.W., Carcaillet, C., Cordova, C., Mooney, S., Moreno, P.I., Prentice, I.C., Thonicke, K., Tinner, W., Whitlock, C., Zhang, Y., Zhao, Y., Ali, A.A., Anderson, R.S., Beer, R., Behling, H., Briles, C., Brown, K.J., Brunelle, A., Bush, M., Camill, P., Chu, G.Q., Clark, J., Colombaroli, D., Connor, S., Daniau, A.L., Daniels, M., Dodson, J., Doughty, E., Edwards, M.E., Finsinger, W., Foster, D., Frechette, J., Gaillard, M.J., Gavin, D.G., Gobet, E., Haberle, S., Hallett, D.J., Higuera, P., Hope, G., Horn, S., Inoue, J., Kaltenrieder, P., Kennedy, L., Kong, Z.C., Larsen, C., Long, C.J., Lynch, J., Lynch, E.A., McGlone, M., Meeks, S., Mensing, S., Meyer, G., Minckley, T., Mohr, J., Nelson, D.M., New, J., Newnham, R., Noti, R., Oswald, W., Pierce, J., Richard, P.J.H., Rowe, C., Sanchez Goi, M.F., Shuman, B.N., Takahara, H., Toney, J., Turney, C., Urrego-Sanchez, D.H., Umbanhowar, C., Vandergoes, M., Vanniere, B., Vescovi, E., Walsh, M., Wang, X., Williams, N., Wilmshurst, J. & Zhang, J.H. (2008). Changes in fire regimes since the Last Glacial Maximum: an assessment based on a global synthesis and analysis of charcoal data. *Climate Dynamics*, 30: 887-907.
- Power, M. J., Bush, M. B., Behling, H., Horn, S. P., Mayle, F. E. & Urrego, D. H. (2010). Paleofire activity in tropical America during the last 21 ka: a regional synthesis based on sedimentary charcoal. *PAGES News*, 18: 73-75.
- Quiroz-Jiménez, J., Roy P. D., Beramendi-Orosco, L., Lozano-García, S., & Vázquez-Selem, L. (2017). Orbital-scale droughts in central-northern Mexico during the late Quaternary and comparison with other subtropical and tropical records. *Geological Journal*, 53(1), 230-242.
- Rasband, W.S. (2016) *ImageJ version 1.50g*. National Institute of Health, USA.
- Railsback, L., Gibbard, P., Head, M., Voarintsoa, N., & Toucanne, S. (2015). An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quaternary Science Reviews*, 111, 94-106.
- Ropelewski, C., Gutzler, D., Higgins, R., & Mechoso, C. (2005). The North American Monsoon System. *Review Topic A4: American Monsoon*, 1-12.
- Ramsar. (2004). Servicio de Información sobre Sitios Ramsar, Laguna de Sayula, disponible en <https://rsis.ramsar.org/es/ris/1338> consultado en enero de 2016.
- RStudio Team (2015). RStudio: Integrated Development for R. RStudio, Inc., Boston, MA URL <http://www.rstudio.com/>.
- Roy, P. D., Quiroz-Jiménez, J., Pérez-Cruz, L., Lozano-García, S., Metcalfe, S., Lozano- Santacruz, R., Romero, F. (2013). Late Quaternary paleohydrological conditions in the drylands of

- northern Mexico: a summer precipitation proxy record of the last 80 cal ka BP. *Quaternary Science Reviews*, 78, 342-354.
- Roy, P., Caballero, M., Lozano, R., & Morton, O. (2009). Late Pleistocene–Holocene geochemical history inferred from Lake Tecocomulco sediments, Basin of Mexico, Mexico. *Geochemical Journal*, 43, 49-64.
- Sachs, J., & Lehman, S. (1999). Subtropical North Atlantic Temperatures 60,000 to 30,000 Years Ago. *Science*, 286(5440), 756-759.
- Sanchez-Goñi, M., & Harrison, S. (2010). Vegetation Response to Millennial-scale Variability during the Last Glacial. *Quaternary Science Reviews*, 29(21-22), 2823-2980.
- Santisteban, J., Mediavilla, R., Lopez-Pamo, E., Dabrio, C., Ruiz-Zapata, M., Gil-García, M., Martínez-Alfaro, P. (2004). Loss on ignition: a qualitative or quantitative method for organic matter and carbonate mineral content in sediments? *Journal of Paleolimnology*, 32, 287-299.
- Savov, I.P., Luhr, J.F., Navarro-Ochoa, C. (2008). Petrology and geochemistry of lava and ash erupted from Volcán Colima, Mexico, during 1998–2005. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 174 (4), 241–256.
- Scott, A. (2010). Charcoal recognition, taphonomy and uses in palaeoenvironmental analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 291(1-2), 11-39.
- Sigala, I., Caballero, M., Correa-Metrio, A., Lozano-García, S., Vázquez, G., Pérez, L., & Zawisza, E. (2017). Basic limnology of 30 continental waterbodies of the Transmexican Volcanic Belt across climatic and environmental gradients. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 69(2), 313- 370.
- Sosa S. (2013). El Holoceno Tardío en el Occidente de México: El registro palinológico y geoquímico del lago crater de Santa María del Oro, Nayarit. [Tesis de Doctorado] México: UNAM. 237 pp.
- Torres-Rodríguez, E. (2015). Historia Climática y Cambios en la Vegetación en la Cuenca de México durante el Último Ciclo Glacial. [Tesis de Doctorado]. México: UNAM. 212 pp.
- Torres-Rodríguez, E., Lozano-García, S., Figueroa-Rangel, B., Ortega-Guerrero, B., & Vázquez-Castro, G. (2012). Cambio ambiental y respuestas de la vegetación de los últimos 17,000 años en el centro de México: el registro del lago de Zirahuén. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29(3), 764-778.
- Torres-Rodríguez, E., Lozano-García, S., Roy, P., Ortega, B., Beramendi-Orosco, L., Correa-Metrio, A., & Caballero, M. (2015). Last Glacial droughts and fire regimes in the central Mexican highlands. *Journal of Quaternary Science*, 30(1), 88-99.
- Traverse A. (1988). Paleopalynology. Estados Unidos: Unwin Hyman. 600 pp.
- Valdez, F., Schöndube, O., Pierre-Emphoux, J. (2005). Arqueología de la Cuenca de Sayula. México: Universidad de Guadalajara. 475 pp.
- Vázquez-Selem, L. (2000). Late Quaternary glacial chronology of Iztaccíhuatl volcano, central Mexico. A record of environmental change in the border of the tropics: Tempe, Arizona, Arizona State University, Tesis doctoral, 210 p.
- Vázquez, G., Roy, P., Solis, B., Smith, S., Blanco, E., & Lozano-Santacruz, R. (2017). Holocene paleohydrology of the Etzatlán-Magdalena basin in western- central Mexico and evaluation of main atmospheric forcings. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 487, 149-157.
- Verosub, L. K. & Roberts, P. A., 1995, Environmental Magnetism: Past, Present and Future: *Journal of Geophysical Research*, 100(B2), 2175-2192.

- Villegas-Flores, E. (1995). Vegetacion de la Laguna de Sayula. *Universidad de Guadalajara*, 1-53
- Voelker, A. H. L. (2002). Global distribution of centennial-scale records for Marine Isotope Stage (MIS) 3: a database: *Quaternary Science Review*, 21(10), 1185–1212.
- Walker, M., Johnsen, S., Rasmussen, S., Popp, T., Steffensen, J.-P., Gibbard, P., Hoek Wim, Lowe John, Andrews John, Björck Svante, Cwynar Les C., Hughen Konrad, Kershaw Peter, Kromer Bernd, Litt Thomas, Lowe David J., Nakagawa Takeshi, Newnham Rewi & Schwander Jakob. (2009). Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. *Journal Of Quaternary Science*, 24(1), 3-17.
- Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R., An, Z., Wu, J., Shen, C.-C., & Dorale, J. (2001). A High-Resolution Absolute-Dated Late Pleistocene Monsoon Record from Hulu Cave, China. *Science*, 294, 2345-2348.
- Warner B. G. 1990. Methods in Quaternary Ecology. Canadá: Geological Assn of Canada.
- Watts, W., & Bradbury, J. (1982). Paleoecological Studies at Lake Patzcuaro on the West-Central Mexican Plateau and at Chalco in the Basin of Mexico. *Quaternary Research*, 17, 56-70.
- Whitlock, C., & Millspaugh, S. (1996) Testing the assumptions of fire-history studies: an examination of modern charcoal accumulation in Yellowstone National Park, USA. *The Holocene*, 6, 7:15.
- Whitlock, C., Larsen, C. P. S. (2001). Charcoal as a Fire Proxy. Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Volume 3 Terrestrial, algal, and siliceous indicators (ed. por J. P. Smol, Birks, H. J. B., Last, W. M.), pp. 75-97. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Wolff E.W., Barbante C., Becagli S., Bigler M., Boutron C.F., Castellano E., M. de Angelis, Federer U., Fischer H., Fundel F., Hansson M., Hutterli M., Jonsell U., Karlin T., Kaufmann P., Lambert F., Littot G. C., Mulvaney R., Rothlisberger R., Ruth U., Severi M., Siggaard-Andersen M.L., Sime L.C., Steffensen J.P., Stocker T.F., Traversi R., Twarloh B., Udisti R., Wagenbach D. & Wegner A. (2010). Changes in environment over the last 800,000 years from chemical analysis of the EPICA Dome C ice core. *Quaternary Science Review* 29:285-295.

Anexos

A.1 Vegetación moderna de la subcuenca del lago de Sayula

a) Comunidades vegetales reportadas en los trabajos florísticos realizados en el Sitio de Estudio.

Villegas-Flores (1995)	INEGI (1978)	Macías-Rodríguez (2004)	Macías-Rodríguez (2017)
Vegetación acuática y subacuática	Selva baja caducifolia	Vegetación acuática y subacuática	Vegetación acuática
Vegetación halófitas	Bosque caducifolio con <i>Pinus</i>	subdividida en tular y carrizal, vegetación flotante y vegetación subacuática.	Vegetación halófitas
Bosque tropical subcaducifolio	Matorrales		Bosque tropical subcaducifolio
Bosque espinoso	Bosques de <i>Pinus</i> y <i>Quercus</i>	Bosque tropical subcaducifolio	Bosque espinoso
	Bosques de <i>Quercus</i>	Bosque espinoso	Bosques de <i>Pinus</i> y <i>Quercus</i>
			Bosques de <i>Quercus</i> y <i>Pinus</i>
			Bosques de <i>Quercus</i>
			Bosques de <i>Pinus</i>

b) Familias con mayor diversidad en la subcuenca de Sayula
Entre paréntesis se encuentra el número de géneros y especies reportados.

Villegas-Flores (1995)

Asteracea	(33/42)
Fabaceae	(18/23)
Poaceae	(20/22)
Solanaceae	(8/10)
Malvaceae	(6/14)
Convolvulaceae	(6/13)
Cactaceae	(7/13)

Macías-Rodríguez, *et al.*, 2017

Poaceae	(46/103)
Asteracea	(58/81)
Fabaceae	(31/47)
Solanaceae	(10/38)
Euphorbiaceae	(7/25)
Malvaceae	(12/20)
Cactaceae	(10/18)
Lamiaceae	(9/18)
Convolvulaceae	(6/16)

A.2 Registros paleoambientales de la FVTM

Sayula	Zacapu	Tecomulco	Chalco
<p>*Condiciones más húmedas</p> <p>Comunidades vegetales más cerradas y un lago menos somero. Hay una dominancia de los bosques de <i>Quercus</i>.</p>	<p>*Condiciones más húmedas</p> <p>Ortega y colaboradores (2002) proponen que las condiciones de humedad prevalecieron hasta 35,000 años ¹⁴C. AP.</p> <p>El registro de diatomeas indica la presencia de un cuerpo de agua profundo antes de 34,000 años cal. AP ¹.</p>	<p>*Condiciones más húmedas</p> <p>Se presentaba posiblemente un bosque más denso entre 52,000-34,000 años cal. AP (Roy <i>et al.</i>, 2009) dominados por <i>Pinus</i>, con bajos valores de <i>Picea</i> y <i>Abies</i> entre 50,000-42,000 años cal. AP ³.</p>	<p>*Condiciones más húmedas</p> <p>Hay un aumento de <i>Abies</i>, aunque su presencia es fluctuante ⁴.</p> <p>Hay una ligera disminución el porcentaje de <i>Quercus</i> y <i>Alnus</i> entre 50,100-44,000 años cal. AP ⁴.</p>
<p>*Tendencia a condiciones más secas</p> <p>Entre 46,232-44,395 años cal. AP fue registrada la presencia del Tipo-SAY1 y altas concentraciones de partículas de carbón.</p>	<p>*Tendencia a condiciones más secas</p> <p>Entre 46,000-41,000 años cal. AP hubo un decremento en el porcentaje de <i>Quercus</i>, <i>Alnus</i>, Cupressaceae y <i>Fraxinus</i> ².</p> <p>Se detecta un incremento de las Poaceae y las plantas hidrófilas, sugiriendo la presencia de condiciones más secas y un lago más somero ².</p>	<p>*Condiciones húmedas, no se detecta una tendencia a condiciones secas</p>	<p>*Condiciones húmedas, no se detecta una tendencia a condiciones secas</p>

A.2a Contexto paleoclimático y paleoambiental en el centro de México entre 51,483- 44,395 años cal. AP. Se observó una tendencia a condiciones más húmedas para la FVTM hasta aprox. 46,000 años cal. AP cuando posiblemente se dio una tendencia a condiciones más secas en el occidente de la FVTM. ¹ Metcalfe, 1997; ² Correa-Metrio *et al.*, 2012b; ³ Caballero *et al.*, 1999; ⁴ Torres, 2015.

a) Occidente de la FVTM

Sayula	Pátzcuaro	Zacapu
<p>* Condiciones secas</p> <p>Un cuerpo de agua de menor profundidad, con bajas concentraciones de las microalgas, altas concentraciones del Tipo-SAY1 y altos porcentajes de Cyperaceae.</p> <p>Bajas concentraciones de los palinomorfos regionales y de las partículas de carbón.</p>	<p>* Condiciones secas</p> <p>Se presenta una vegetación relativamente homogénea, con taxa como <i>Juniperus</i>, <i>Artemisia</i>, <i>Pinus</i> y <i>Quercus</i> durante los últimos 48,000 años cal. AP^{1,2}.</p> <p>Presencia de un cuerpo de agua somero entre 47,000-38,000 años cal. AP¹.</p>	<p>* Condiciones secas</p> <p>Se da una disminución en la concentración de distintos taxa y un aumento en la concentración de Poaceae y Asteracea³.</p>

b) Zona centro de la FVTM

Tecocomulco	Chalco
<p>*Condiciones secas</p> <p>Entre 42,000-37,000 años ¹⁴C AP el lago de Tecocomulco se vuelve un poco más somero.</p> <p>Hay una disminución de la vegetación hidrófila y los <i>Abies</i> y <i>Picea</i> estuvieron ausentes⁴.</p>	<p>*No se observa claramente un cambio en las condiciones</p> <p>Vegetación más o menos homogénea entre 44,000-32,300 años cal. AP con altos porcentajes de <i>Alnus</i>, <i>Quercus</i> y <i>Abies</i>⁵.</p> <p>Se presentan las concentraciones más altas de Carbón Inorgánico Total (CIT) a lo largo del registro entre ≈42,000-28,000 años cal. AP⁶.</p> <p>Condiciones húmedas y un cuerpo de agua profundo con una alta productividad entre 45,000-37,500 años cal. AP, aunque con fluctuaciones abruptas⁷.</p> <p>Hace 43,500 y entre 42,000-36,000 años cal. AP intervalos con tendencia a condiciones de mayor salinidad⁷.</p>

A.2b. Contexto paleoclimático y paleoambiental en el centro de México entre 43,928-41,872 años cal. AP. Se detecta un intervalo de condiciones secas para el occidente de la FVT, que coincide con episodios de sequía detectados en el norte del país en los registros de Babícora y Santiaguillo (Quiroz-Jiménez *et al.*, 2017; Roy *et al.*, 2013). El registro de Chalco en el zona central del FVTM no detecta de manera clara este periodo.¹ Bradbury, 2000; ² Watts y Bradbury, 1982; ³ Correa-Metrio *et al.*, 2012b; ⁴ Caballero *et al.*, 1999; ⁵ Torres, 2015; ⁶ Torres-Rodríguez *et al.*, 2015; ⁷ Cantarero, 2013.

a) Occidente de la FVTM

Sayula	Pátzcuaro	Zacapu	La Piscina de Yuriria
<p>* Condiciones húmedas, aunque con fluctuaciones</p> <p>Desarrollo de distintas comunidades vegetales, entre ellas, bosques de <i>Quercus</i> y <i>Pinus</i> con estratos herbáceos diversos.</p> <p>Cambios en la SM, altos valores en la concentración de los palinomorfos regionales. Fluctuaciones en los niveles lacustres.</p>	<p>* Condiciones húmedas</p> <p>Se presenta una vegetación relativamente homogénea ¹.</p> <p>Entre 34,000-25,000 años cal. AP se presentó posiblemente el tirante de agua más profundo de todo su registro ¹.</p>	<p>* No se observa claramente un cambio en las condiciones, pero prevalecen condiciones relativamente húmedas</p> <p>* Se reporta actividad volcánica</p> <p>Los datos de la SM indicaron condiciones húmedas entre 52,000-39,000 años ¹⁴C AP ².</p> <p>Correa y colaboradores (2012) proponen que las condiciones se volvieron más secas alrededor de 46,000 años cal. AP.</p>	<p>*Periodo altamente variable, variando de condiciones húmedas a secas.</p> <p>Condiciones húmedas</p> <p>Entre 30,000-27,000 años cal. AP se reporta la presencia de un lago salino- alcalino y con características eutróficas ³.</p>

b) Zona centro de la FVTM

Tecocomulco	Chalco	Texcoco
<p>*Las condiciones secas se prolongaron y posteriormente se vuelven más frías y relativamente húmedas, alrededor de 30,000 años cal. AP se vuelven secas.</p> <p>Presencia de un cuerpo de agua con condiciones someras, pero con fluctuaciones, que continuaron hasta 37,000 años ¹⁴C AP ⁴.</p> <p>Hay una disminución de la vegetación hidrófila ³.</p> <p><i>Abies</i> y <i>Picea</i> estuvieron ausentes ⁴.</p> <p>Entre 37,000-31,000 años ¹⁴C AP se reconstruyó un cuerpo de agua relativamente profundo con la presencia de <i>Isoëtes</i>, que podría relacionarse con climas más templados o fríos ⁴.</p> <p>A 30,000 años cal. AP se da la depositación de una capa rica en carbonato de calcio. Hacia estas edades el polen sugiere la presencia de <i>Pinus</i> e <i>Isöetes</i> ⁴.</p> <p>El registro de polen y diatomeas se vuelve ausentes a partir de 31,000 años cal. AP ⁹.</p>	<p>*Condiciones menos húmedas</p> <p>Presencia de un cuerpo de agua profundo con una alta productividad hasta 37,500 años cal. AP ⁵.</p> <p>Entre 37,500-25,000 años cal. AP posiblemente hubo una disminución en la precipitación y la caída en el nivel del lago ⁴, que conllevarían a la formación de un cuerpo de agua alcalino, somero y relativamente turbio, con vegetación hidrófila entre 34,000-31,500 años ¹⁴C AP ⁶.</p> <p>Tendencia a condiciones de mayor salinidad entre 42,000-36,000, entre 35,200-33,000 y entre 32,500-30,000 años cal. AP años cal. AP ⁷.</p> <p>Sin embargo, Lozano y colaboradores (2015) reconstruye condiciones más húmedas de 30,000 a 28, 000 años cal AP.</p>	<p>*Condiciones menos húmedas</p> <p>Alrededor de 30,000 años ¹⁴C AP la cuenca de México estaba dominada por bosques más abiertos y grandes pastizales ⁸.</p> <p>Diatomeas indicadoras de condiciones salobres a partir de 28,000 años cal. AP ⁹.</p>

Tabla A.2c. Contexto paleoclimático y paleoambiental en el centro de México entre 40,689-28,158 años cal. AP. Las condiciones de los diferentes registros a lo largo del FVTM podrían indicar condiciones más húmedas en el occidente respecto a la región central, sin embargo, factores como el vulcanismo y la falta de fechas calibradas en algunos trabajos debe ser tomado en cuenta. ¹ Bradbury, 2000; ² Ortega *et al.*, 2002; ³ Holmes *et al.*, 2016; ⁴ Caballero *et al.*, 1999; ⁵ Cantero, 2003; ⁶ Caballero, 1997; ⁷ Torres, 2015; ⁸ Roy *et al.*, 2009; ⁹ Caballero *et al.*, 2010.

a) Occidente de la FVTM

Sayula	Pátzcuaro	Zacapu
<p>* Posiblemente el periodo de mayor humedad para la subcuenca, aunque con fluctuaciones durante el H2</p> <p>Se desarrollaron comunidades vegetales cerradas con una mayor diversidad de palinomorfos.</p> <p>Presencia de un lago menos somero que el actual, aunque con depositación importante de calcita durante el evento H2.</p>	<p>*Condiciones húmedas</p> <p>Se presenta un lago dulce de condiciones oligotróficas y un poco más turbio antes del LMG ¹.</p> <p>Hay un aumento en la cantidad de materia orgánica proveniente de la cuenca, asociado a un incremento en la precipitación ¹.</p>	<p>*Presencia de un hiatus sedimentario</p> <p>*Actividad volcánica y tectónica ^{4,5}</p> <p>No existen evidencias que permitan suponer la presencia de un cuerpo de agua entre 30,000-18,500 años cal. AP ^{2,3}.</p>

b) Zona centro de la FVTM

Tecocomulco	Chalco	Texcoco	Chignahuapan
<p>*Condiciones relativamente secas</p> <p>Entre 31,000-25,700 ¹⁴C años AP intemperismo químico relativamente alto ⁶.</p> <p>Transición de un lago más profundo a uno menos profundo ^{6,7}. Posiblemente se presentan condiciones pantanosas o subaéreas.</p> <p>Las diatomeas están ausentes a partir de 31,000 años cal. AP ².</p>	<p>* Condiciones relativamente húmedas, con influencia de la actividad volcánica</p> <p>A partir de 28,000 años cal. AP en el registro de Chalco se observó una tendencia gradual a la reducción en los valores de CIT, relacionado con un intervalo de mínima insolación de primavera y una disminución en la temperatura, que continuó durante 10,000 años cal. AP ^{8,10}.</p> <p>Los <i>Quercus</i> y <i>Alnus</i> son relativamente abundantes. El espectro de polen de las herbáceas tiene otra gran riqueza palinológica. Entre 28,000-26,000 años cal. AP la presencia de <i>Picea</i> fue más conspicua ⁹.</p> <p>Altos niveles lacustres de 30,000 a 26,000 años cal. AP ⁹.</p> <p>La presencia de <i>Picea</i> fue más conspicua entre 28,000-26,000 años cal. AP ⁹.</p> <p>Presencia de bosques abiertos entre 25,000-22,000 años cal. AP ².</p>	<p>*Condiciones relativamente secas</p> <p>Se reporta un leve incremento en la salinidad a partir de 28,000 años cal. AP ².</p> <p>Presencia de <i>Isöetes</i> y niveles lacustres bajos ².</p> <p>Presencia de <i>Pinus</i>, los <i>Quercus</i> son escasos, hay presencia de elementos arbóreos mesófilos (como <i>Podocarpus</i> y <i>Abies</i>) y las herbáceas no son abundantes ⁹.</p> <p>Desarrollo de bosques de <i>Pinus</i> y <i>Quercus</i>, posteriormente los bosques de <i>Pinus</i> comienzan a ser dominantes ².</p>	<p>*Condiciones relativamente húmedas</p> <p>El registro inicia a 26,500 años cal. AP hay un bajo aporte de sedimentos ².</p> <p>Presencia de un lago de agua dulce con fluctuaciones, es levemente más profundo hacia 24,000 años cal. AP. Indicando la presencia de diatomeas planctónicas y más someras hacia 22,500 años cal. AP ².</p> <p>Alrededor de 26,000 años cal. AP hay un aumento de las herbáceas ².</p>

A.2d. Contexto paleoclimático y paleoambiental en el centro de México entre 27,180-24,650 años cal. AP. Este periodo se caracteriza por la predominancia de condiciones húmedas en la FVTM, a excepción del registro de Zacapu, que estuvo influenciado por la actividad volcánica cercana a la cuenca. ¹ Bradbury, 2000; ² Caballero *et al.*, 2010; ³ Caballero, 1997; ⁴ Correa-Metrio *et al.*, 2012b; ⁵ Ortega *et al.*, 2000; ⁶ Roy, *et al.*, 2009; ⁷ Caballero *et al.*, 1999; ⁸ Torres-Rodríguez, *et al.*, 2015; ⁹ Torres, 2015. ¹⁰ Lozano *et al.*, 2015.

a) Occidente de la FVTM

Sayula	Pátzcuaro	Zacapu	Cuitzeo	La piscina de Yuriria
<p>*Tendencia a condiciones secas</p> <p>Formación de comunidades vegetales muy abiertas y/o a la mala preservación del material palinológico como respuesta a la formación de un lago cada vez más somero.</p> <p>Se detectó un cambio en las comunidades vegetales con el establecimiento de bosques de Coníferas y una posible disminución de la presencia de <i>Quercus</i>.</p> <p>Aumento en el porcentaje respecto a la suma polínica de las plantas hidrófilas y en la concentración del Tipo-SAY1.</p>	<p>*Condiciones húmedas y muy frías</p> <p>Presencia de un lago profundo y frío entre 22,000-13,000 años cal. AP., que posiblemente se congelaba durante el invierno y que esta estación era fría y húmeda¹.</p> <p>El cuerpo de agua tuvo características oligotróficas hasta los 15,000 años cal. AP¹.</p> <p>Bosques de <i>Pinus</i>, <i>Quercus</i> y <i>Alnus</i>¹.</p> <p>Se reporta la presencia de polen de tipo <i>Jupinerus</i>¹.</p>	<p>*Tendencia a condiciones secas</p> <p>Durante el LMG la humedad que recibía era suficiente para mantener comunidades arbóreas².</p> <p>Entre 19,500-17,500 años cal. AP los <i>Pinus</i> fueron dominantes en la cuenca (hasta el 97% del espectro polínico)².</p> <p>Baja tasa de sedimentación y la presencia de un ambiente subaéreo³.</p> <p>Entre 20,000-19,000 los pastos se vuelven un elemento importante³.</p>	<p>*Tendencia a condiciones secas</p> <p>Tasa de sedimentación muy baja, que fue asociado a un ambiente lacustre muy somero y condiciones salobres entre 22,000-21,000 años cal AP³.</p> <p>Se registraron valores bajos de <i>Pinus</i>, <i>Quercus</i> y <i>Alnus</i>, y altos porcentajes de hierbas, que llegaron a representar hasta el 80% del espectro polínico³.</p>	<p>*Tendencia a condiciones secas</p> <p>Entre ~25,500-14,000 años cal. AP los procesos de evaporización jugaban un papel importante.</p> <p>Durante este periodo el lago podía llegar incluso a secarse totalmente en algunos momentos⁴.</p> <p>El lago era somero, salino-alcalino y eutrófico⁴.</p>

b) Zona centro de la FVT

Chignahuapan	Tecocomulco	Chalco	Texcoco
<p>*Tendencia a condiciones secas</p> <p>Alto porcentaje de polen asociado con bosques, como <i>Pinus</i>, <i>Quercus</i>, <i>Alnus</i> y Cupressaceae, y altos valores de herbáceas, que indicaron la presencia de bosques abiertos en la cuenca⁵.</p> <p>Distintos momentos en los que el porcentaje de las herbáceas aumentó⁵. Presentando un máximo entre 20,800-19,100 años cal. AP, que posiblemente está relacionado con el periodo más frío y la presencia de vegetación alpina³.</p> <p>Alrededor de 22,500 años cal. AP se observa la presencia de hematita que indica exposición subaérea³.</p> <p>Entre 21,300-19,100¹⁴C años AP. se dio una ligera reducción en los niveles del lago y un aumento de la vegetación subacuática⁶.</p>	<p>*Condiciones secas</p> <p>Intemperismo químico bajo⁶.</p> <p>No se registró la presencia de diatomeas entre 25,700-15,000 años¹⁴C AP⁷.</p> <p>Mala preservación de los granos de polen los últimos 25,000 años¹⁴C AP⁷.</p> <p>A partir de 19,000 años cal. AP se establecen condiciones muy secas⁶.</p> <p>Entre 19,000-18,500 años cal. AP posiblemente se da la depositación de caliche, indicando la transición entre la inundación del cuerpo de agua y la exposición del sitio⁶.</p>	<p>*Condiciones secas y registro de actividad volcánica</p> <p>Reducción en el nivel lacustre en el que se alterna entre condiciones de pantano ácido a neutral^{8,9}.</p> <p>Un aumento de la zona litoral del lago y una reducción en la productividad del cuerpo de agua entre 25,000-19,000 años cal AP³.</p> <p>Entre 21,000-19,000 años¹⁴C AP hubo una disminución de los niveles lacustres⁹.</p> <p>Entre 19,000-15,000 años¹⁴C AP los cambios que experimentó el lago están relacionados con la variabilidad climática y la actividad volcánica¹⁰.</p> <p>Presencia de bosques abiertos con el establecimiento de <i>Picea</i>, que indica condiciones frías y la presencia de <i>Mimosa</i> aff. que sugiere el establecimiento de condiciones secas entre 20,000-18,500 años cal AP³.</p> <p>Entre 22,000-10,800 años cal. AP <i>Picea</i> presenta concentraciones altas¹².</p>	<p>*Tendencia a condiciones secas</p> <p>Entre 25,000-18,000 años cal. AP el ambiente lacustre era dominante, aunque se presentaba un cuerpo de agua salobre y somero con la presencia de <i>Ruppia maritima</i>³.</p> <p>Algunos trabajos reportan condiciones menos salobres en el centro del lago³.</p> <p>Hay un incremento de herbáceas durante el LMG³.</p> <p>Entre 22,800-18,000¹⁴C años A.P han sido reportadas las concentraciones polínicas más bajas de su registro, con <i>Pinus</i> como el taxa con mayor abundancia en el espectro polínico¹¹.</p> <p>Gran desarrollo del estrato herbáceo³.</p>

Tabla A.2e. Contexto paleoclimático y paleoambiental en el centro de México 22,852-18,329 años cal. AP. Los registros de la FVTM indican que durante estas edades la disminución de la temperatura propició una disminución en las fuentes de humedad, a excepción de los trabajos en el lago de Pátzcuaro, en los que se reconstruyen condiciones húmedas. ¹ Bradbury, 2000; ² Correa-Metrio *et al.*, 2012b; ³

Caballero *et al.*, 2010; ⁴ Holmes *et al.*, 2016; ⁵ Lozano-García *et al.*, 2005; ⁶ Caballero *et al.*, 2010; ⁷ Roy *et al.*, 2009; ⁸ Lozano-García *et al.*, 2015; ⁹ Caballero, 1997; ¹⁰ Cantarero, 2013; ¹¹ Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1998; ¹² Torres, 2015.

a) Occidente de la FVTM

Sayula	Pátzcuaro	Zacapu
<p>*Condiciones secas</p> <p>Una baja concentración de polen regional.</p> <p>En todas las muestras, a excepción de las que corresponden a 15,083 y 15,577 años cal. AP, se encontró la presencia de granos de polen de <i>Pinus</i>.</p> <p>Entre 17,848-16,528 años cal. AP años cal. AP dicho género alcanzó sus valores más altos, aunque con concentraciones muy bajas respecto al resto del registro.</p> <p>Presencia del Tipo-SAY1 con sus concentraciones más altas del registro.</p>	<p>Transición a condiciones secas</p> <p>Presencia de un lago profundo y frío hasta 13,000 años cal. AP ¹. No obstante, los altos valores de <i>Isoëtes</i> parecen contradecir la presencia de un lag profundo ³.</p> <p>Entre 15,000-10,000 años ¹⁴C AP la presencia de <i>Artemisia</i> y <i>Ambrosia</i> y disminución de <i>Alnus</i> fue considerada como una evidencia de condiciones secas ¹.</p> <p>Establecimiento de un lago somero entre 13,000-10,000 años ¹⁴C AP con condiciones eutróficas que perduró durante parte del Holoceno ¹.</p>	<p>*Tendencia a condiciones secas y registro de actividad volcánica</p> <p>Al final del LMG hay una disminución en los porcentajes de <i>Pinus</i> a una vegetación de disturbio dominada por hierbas ².</p> <p>Hay un incremento de Cyperaceae e <i>Isoëtes</i> entre 17,500-14,500 años cal. AP ².</p> <p>La disminución de <i>Pinus</i>, que tuvo un decremento importante entre 20,000-2,000 años cal. AP puede estar relacionada con un cambio en la temperatura global entre el Pleistoceno y el Holoceno ².</p> <p>Durante el Bølling-Allerød hay un aumento en los <i>Pinus</i>. mientras que el Younger Dryas se caracterizó por una disminución en los <i>Pinus</i> y un aumento en Poaceae, <i>Ambrosia</i> y <i>Polygonum</i> ².</p>

b) Occidente de la FVTM

Zirahuen	Cuitzeo	La piscina de Yuriria
<p>*Condiciones fluctuantes, con condiciones más húmedas al final del MIS 2</p> <p>Dominancia de <i>Pinus</i> y se reconstruyó un ambiente menos húmedo al actual, entre 17,000-14,000 años cal. AP ^{3,4}.</p> <p>La presencia de <i>Isoëtes</i> en al inicio del registro puede ser interpretado como un indicador de condiciones más frías y secas ³.</p> <p>Presencia de un cuerpo de agua somero y ligeramente alcalino, que experimentó un posible descenso en sus niveles lacustres de alrededor de 18 m entre 17,000-13,500 años cal. AP ⁴.</p> <p>Hace 13,500 años cal. AP cambio significativo en la vegetación, marcado por el incremento en el porcentaje de <i>Quercus</i> y <i>Alnus</i> ⁴. Que aunado a otros datos indica un incremento en la temperatura de alrededor de 4.5 °C desde las condiciones del LMG ⁴.</p> <p>La transición entre el Pleistoceno y el Holoceno se marcó por la aparición de una gran diversidad en el espectro polínico indicando la presencia de bosques de <i>Pinus</i> y <i>Quercus</i> con elementos como <i>Alnus</i> y <i>Carpinus</i>, posiblemente asociados con condiciones relativamente húmedas ⁴.</p> <p>Entre 12,100-7,160 años cal. AP se documentó el establecimiento de un hiatos en el registro en algunas zonas del lago ^{12,13}.</p>	<p>*Tendencia a condiciones secas</p> <p>Continúa las bajas tasa de sedimentación y posiblemente se presenta un hiatos en el registro entre 21,000-10,000 años cal. AP ³.</p>	<p>*Tendencia a condiciones secas</p> <p>Entre ~25,500-14,000 años cal. AP los procesos de evaporización jugaban un papel importante. Durante este periodo el lago podía llegar incluso a secarse totalmente en algunos momentos ⁵.</p> <p>Entre 14,000-11,000 años cal. AP predomina un clima seca y se da una desecación del lago ⁵.</p> <p>El lago era somero, salino-alcalino y eutrófico ⁵.</p>

c) Zona centro de la FVT

Chignahuapan	Tecocomulco	Chalco
<p>*Condiciones secas</p> <p>Bosques abiertos en la cuenca con distintos momentos en los que el porcentaje de las herbáceas aumentó ⁶.</p> <p>Entre 19,100-13,000 años AP. la erosión permanece relativamente baja y el nivel lacustre un poco más alto ³.</p> <p>Alrededor de 18,000 años cal. AP hay un incremento de <i>Pinus</i>, <i>Quercus</i>, <i>Alnus</i> y Cupressaceae; seguido del establecimiento de comunidades más abiertas que culmina con un máximo de pastos hace 15,000 años cal. AP ³.</p> <p>Se reporta un evento puntual seco a 14,300 años cal. AP, por la presencia de hematitas y expansión de pastizales ³.</p>	<p>*Condiciones secas</p> <p>Un posible hiato sedimentario entre 18,500-3,500 años cal. AP ³.</p>	<p>*Condiciones secas, aunque con una mayor variabilidad y registro de actividad volcánica</p> <p>Entre 18,000-16,800 las comunidades de las plantas posiblemente eran más abiertas ³.</p> <p>Se registra un ligero incremento en los niveles lacustres entre 16,800- 15,000 años cal AP, durante estas edades además posiblemente se desarrollan comunidades más cerradas, con evidencias de bosques con elementos mesófilos ³.</p> <p>Entre 15,000-14,000 años cal. AP se presentan bajas tasas de sedimentación y la depositación de una capa de diatomita. Hay una expansión de los bosques de <i>Pinus</i> y <i>Alnus</i> ³.</p> <p>Al inicio del evento H1 se registra un aumento en la precipitación, sin embargo en el resto del periodo ⁷.</p> <p>Hay un incremento en la precipitación durante el Bølling-Allerød ⁷.</p> <p>Entre 19,000-15,000 años ¹⁴C AP los cambios que experimentó el lago están relacionados con la variabilidad climática y la actividad volcánica ⁸.</p> <p>Altas concentraciones de TIC entre 14,000-10,800 años cal. AP ⁹.</p> <p><i>Alnus</i> y <i>Quercus</i> se encuentran en porcentajes relativamente altos y <i>Abies</i>, <i>Pinus</i>, <i>Pinus</i> piñoneros y <i>Picea</i> con valores bajos hasta 10,800 años cal. AP ¹⁰.</p> <p>Reducción de <i>Botryococcus</i> y la presencia de quistes de algas hasta 10,800 años cal. AP ¹⁰.</p>

d) Zona centro y oriente de la FVTM

Texcoco	Cofre de Perote
<p>*Tendencia a condiciones secas</p> <p>Alrededor de 18,000 años cal. AP el lago seguía existiendo, pero con condiciones más salobres y someras, y una sedimentación subaérea que continuaron hasta la formación de un paleosuelo antes de 11,500 años cal. AP³.</p> <p>Posible formación de un paleosuelo³.</p> <p>En algunos de los registros para esta región hay un hiato en la sedimentación posiblemente entre 17,500-7,000 años cal. AP³.</p>	<p>*Condiciones secas</p> <p>Baja concentración de polen de <i>Pinus</i> entre 13,000-11,450 años cal. AP¹¹.</p> <p>Se reportó, además, la presencia de herbáceas y la presencia de un cuerpo de agua, con base en los granos de polen de Cyperaceae y oozes de diatomeas observados¹¹.</p>

Tabla 2.Af. Contexto paleoclimático y paleoambiental en el centro de México entre 17,840-11,700 años cal. AP. Los registros de la FVTM indican que durante estas edades hubo una disminución de la humedad, a excepción de los trabajos en el lago de Pátzcuaro, en los que se reconstruyen condiciones húmedas. ¹ Bradbury, 2000; ² Correa-Metrio *et al.*, 2012b; ³ Caballero *et al.*, 2010; ⁴ Lozano-García *et al.*, 2012; ⁵ Holmes *et al.*, 2016; ⁶ Lozano-García *et al.*, 2005; ⁷ Lozano-García *et al.*, 2015; ⁸ Caballero, 1997; ⁹ Torres-Rodríguez *et al.*, 2015; ¹⁰ Torres-Rodríguez, 2015; ¹¹ Aguirre-Navarro, 2011, ¹² Torres-Rodríguez *et al.*, 2012, ¹³ Ortega *et al.*, 2010.

a) Occidente de la FVTM

Sayula	Pátzcuaro	Zacapu
<p>*Condiciones secas</p> <p>Hace 9,188 años cal. AP <i>Pinus</i> alcanzó sus valores más altos, aunque con concentraciones muy bajas respecto al resto del registro.</p> <p>Presencia del Tipo-SAY1 con sus concentraciones más altas del registro, relacionado con el establecimiento de un lago somero y altamente concentrado en sales.</p>	<p>*Condiciones secas con un cambio en las condiciones durante el Holoceno.</p> <p>Una clara diferencia entre el conjunto de diatomeas del Pleistoceno y del Holoceno, relacionado con un cambio en la estacionalidad de la precipitación^{1,2}.</p> <p>Lago somero con condiciones eutróficas que perduró durante parte del Holoceno¹.</p> <p>Comienza a funcionar el sistema de lluvias de verano y hay un incremento en la estacionalidad¹.</p> <p>El lago se vuelve alcalino durante el Holoceno medio¹.</p> <p>No se detecta el evento frío y seco de hace 8,200 años cal. AP².</p>	<p>*Condiciones húmedas y cálidas.</p> <p>Se registró una disminución de <i>Pinus</i> y altos porcentajes de <i>Quercus</i> y <i>Alnus</i> durante el Holoceno temprano³.</p>

b) Occidente de la FVTM

Zirahuen	La Piscina de Yuriria
<p>*Condiciones posiblemente más secas en el Pleistoceno y húmedas durante el Holoceno.</p> <p>Hay un incremento y una disminución en los porcentajes de <i>Pinus</i> entre 9,500-9,000 años cal. AP, asociado posiblemente con el calentamiento durante el Holoceno temprano⁴.</p> <p>Hace aprox. 8,200 años cal AP. hay una disminución en los porcentajes de <i>Alnus</i>, que pudo responder al establecimiento de condiciones frías, también documentadas en el Noratlántico y reconocidas en el Iztaccíhuatl⁴.</p> <p>Entre 7,500-7,000 años cal. AP se reporta una dominancia de <i>Alnus</i> y la ausencia de <i>Quercus</i> y <i>Pinus</i>. Este cambio puede estar relacionado con el establecimiento de condiciones más húmedas, sin embargo el contexto local hace difícil considerar esta única hipótesis⁴.</p>	<p>*Periodo de condiciones variables con una tendencia a condiciones más secas.</p> <p>Entre 11,000-8,000 años cal. AP hay un aumento de la humedad efectiva. Posteriormente entre 8,000-4,500 años cal. AP la humedad efectiva disminuye y los procesos de evaporación juegan un papel importante. El lago es un cuerpo de agua salino-alcalino rico en nutrientes⁵.</p>

c) Zona centro y oriente de la FVTM

Chignahuapan	Tecocomulco	Chalco	Cofre de Perote y la Malinche
<p>*Hiatos importantes o una mala preservación entre el Pleistoceno tardío y el Holoceno.</p> <p>* Actividad volcánica/ las condiciones durante el Holoceno son más variables.</p> <p>Entre 11,850-8,500 años ¹⁴C AP hubo fluctuaciones en los valores de taxa relacionados con comunidades boscosas y un aumento en las esporas de helechos ⁷.</p> <p>Para el Holoceno hubo un incremento de los taxa asociados a bosques y una reducción de las herbáceas ⁷.</p> <p>Se reporta un número importante de partículas de carbón y altas concentraciones de polen ⁷.</p> <p>El lago pudo secarse al menos de manera estacional antes y después de la caída de Pómez Toluca Superior, hace 11,500 años aproximadamente ⁸.</p> <p>Mayor variabilidad en la columna del cuerpo de agua durante el Holoceno ⁷.</p> <p>Entre 8,500-3,700 años ¹⁴C AP el registro polínico indica la presencia de <i>Pinus</i>, <i>Quercus</i>, <i>Alnus</i> y una mayor concentración de partículas de carbón ⁷.</p>	<p>*Condiciones secas, posiblemente atenuadas por los procesos de deglaciación en las grandes montañas de la zona.</p> <p>*Registra una tendencia de calentamiento.</p> <p>Entre 16,300-3,300 años ¹⁴C AP., los sedimentos muestran un bajo grado de alteración química ⁹.</p> <p>Condiciones de evaporación ⁹.</p> <p>Un posible hiatos sedimentario entre 18,500-3,500 años cal. AP (15,000 y 3,300 años ¹⁴C AP) ⁶.</p>	<p>*Condiciones secas, posiblemente atenuadas por los procesos de deglaciación en las grandes montañas de la zona.</p> <p>Hay un decremento gradual de la precipitación y un incremento en la depositación de carbonatos durante el Holoceno temprano y medio ¹⁰.</p>	<p>*Condiciones secas con periodos húmedos</p> <p>Entre 11,540-10,700 años cal AP las condiciones se volvieron más frías y secas, y se dio el desarrolló de comunidades de tipo zacatonal ¹¹.</p> <p>Entre 10,700-8,200 años cal. AP se presentan episodios donde la acumulación de polen aumentó y posiblemente se presentaron comunidades arbóreas a mayores alturas asociadas a un incremento en la humedad y temperatura. ¹¹.</p> <p>Después de 8,200 años cal. AP posiblemente las condiciones de humedad fueron fluctuantes para este sitio con periodos secos y el desarrollo de bosques a mayores altitudes ¹¹.</p> <p>Para el registro de la Malinche antes de 10,000 años cal AP se da un aumento del polen arbóreo ⁶.</p>

Tabla 2.Ag. Contexto paleoclimático y paleoambiental en el centro de México entre ~11,700-6,000 años cal. AP. Durante estas edades el registro de Sayula tiene una mala preservación como consecuencia posiblemente del establecimiento de condiciones secas, al igual que otros

de los registros, sin embargo, es posible observar una mayor variabilidad climática en algunos de los trabajos. ¹ Bradbury, 2000; ² Metcalfe, *et al.*, 2007; ³ Correa-Metrio *et al.*, 2012b; ⁴ Lozano *et al.*, 2013; ⁵ Holmes *et al.*, 2016; ⁶ Caballero *et al.*, 2010; ⁷ Lozano-García *et al.*, 2005; ⁸ Caballero *et al.*, 2001; ⁹ Roy *et al.*, 2009; ¹⁰ Lozano *et al.*, 2015; ¹¹ Aguirre-Navarro, 2011.