



UNIVERSIDAD DE SONORA

División de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Geología

EL FINAL DEL PLEISTOCENO TARDIO EN EL NOROESTE DE LA SIERRA MADRE OCCIDENTAL: ANALISIS GEOLOGICO Y PALINOLOGICO EN UN PERFIL DE SEDIMENTO DE LA CUENCA EL AGUAJE DEL CABALLITO BLANCO

TESIS

Que para obtener el Grado de:
Maestro en Ciencias-Geología.



PRESENTA:

ANTONIA LOPEZ HIGUERA

Hermosillo, Sonora, Octubre de 2005

Universidad de Sonora

Repositorio Institucional UNISON



"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"



Excepto si se señala otra cosa, la licencia del ítem se describe como openAccess



EL SABER DE MIS HIJOS
HARA MI GRANDEZA

UNIVERSIDAD DE SONORA
DIVISIÓN DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

TEL. (662) 259 21 10
FAX 259 21 11

Septiembre 26, 2005.

DR. INOCENTE G. ESPINOZA MALDONADO

Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología
Departamento de Geología
Universidad de Sonora
Presente

Por este conducto y de la manera más atenta, nos permitimos someter a su consideración, para su aprobación el siguiente tema de tesis, intitulado:

“EL FINAL DEL PLEISTOCENO TARDIO EN EL NOROESTE DE LA SIERRA MADRE OCCIDENTAL: ANÁLISIS GEOLÓGICO Y PALINOLOGICO EN UN PERFIL DE SEDIMENTO DE LA CUENCA EL AGUAJE DEL CABALLITO BLANCO”

Esto es con el fin de que la alumna: **ANTONIA LOPEZ HIGUERA**, pueda presentar su examen profesional, para la obtención de su título de Grado de la Maestría en Ciencias-Geología.

Sin otro en particular quedamos de Usted.

ATENTAMENTE


DRA. MA. CRISTINA PEÑALBA GARMENDIA
Director de Tesis


DR. FRANCISCO A. PAZ MORENO
Co-Director de Tesis

C.c.p. Interesado
C.c.p. Archivo



EL SABER DE MIS HIJOS
HARA MI GRANDEZA
MAESTRIA EN CIENCIAS
GEOLOGIA
DEPTO. DE GEOLOGIA



EL SABER DE MIS HIJOS
 HARA MI GRANDEZA

DRA. MA. CRISTINA PEÑALBA GARMENDIA

Director de Tesis

DR. FRANCISCO A. PAZ MORENO

Co-Director de Tesis

Departamento de Geología

Universidad de Sonora

Presente

Presente

Por este conducto le comunico que ha sido aprobado el tema de tesis propuesto por Usted, intitulado:

“EL FINAL DEL PLEISTOCENO TARDIO EN EL NOROESTE DE LA SIERRA MADRE OCCIDENTAL: ANÁLISIS GEOLÓGICO Y PALINOLOGICO EN UN PERFIL DE SEDIMENTO DE LA CUENCA EL AGUAJE DEL CABALLITO BLANCO”

Esto es con el fin de que el alumno: **ANTONIA LOPEZ**

HIGUERA, pueda presentar su examen profesional, para la obtención de su título de Grado. Asimismo le comunico que han sido asignados los siguientes Sinodales:

DR. ROGELIO MONREAL SAAVEDRA

M.C. FRANCISCO J. GRIJALVA NORIEGA

DRA. MA. CRISTINA PEÑALBA GARMENDIA

DR. FRANCISCO A. PAZ MORENO

PRESIDENTE

SECRETARIO

VOCAL

VOCAL

Sin otro en particular, quedo de Usted.

ATENTAMENTE

Inocente Espinoza

DR. INOCENTE G. ESPINOZA MALDONADO

Coordinador de Programa
 Maestría en Ciencias-Geología



EL SABER DE MIS HIJOS
 HARA MI GRANDEZA
 MAESTRIA EN CIENCIAS
 GEOLOGIA
 DEPTO. DE GEOLOGIA

C.c.p. Archivo



NOMBRE DE LA TESIS:

“EL FINAL DEL PLEISTOCENO TARDIO EN EL NOROESTE DE LA SIERRA MADRE OCCIDENTAL: ANÁLISIS GEOLÓGICO Y PALINOLOGICO EN UN PERFIL DE SEDIMENTO DE LA CUENCA EL AGUAJE DEL CABALLITO BLANCO”

NOMBRE DEL SUSTENTANTE:

ANTONIA LOPEZ HIGUERA

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.


DRA. MA. CRISTINA PEÑALBA GARMENDIA

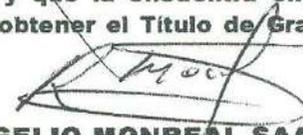
El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.


DR. FRANCISCO ABRAHAM PAZ MORENO

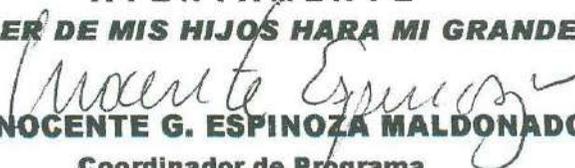
El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.


M.C. FRANCISCO JAVIER GRIJALVA NORIEGA

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.


DR. ROGELIO MONREAL SAAVEDRA

ATENTAMENTE
“EL SABER DE MIS HIJOS HARA MI GRANDEZA”


DR. INOCENTE G. ESPINOZA MALDONADO

Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología



EL SABER DE MIS HIJOS
HARA MI GRANDEZA
MAESTRIA EN CIENCIAS
GEOLOGIA
DEPTO. DE GEOLOGIA

UNIVERSIDAD DE SONORA
DIVISION DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
Maestría en Ciencias-Geología

**El final del Pleistoceno Tardío en el Noroeste de la Sierra Madre
Occidental: análisis geológico y palinológico en un perfil de
sedimento de la Cuenca El Aguaje del Caballito Blanco**

Presenta:

Antonia López Higuera

Resumen

El presente trabajo es un estudio multidisciplinario que se llevó a cabo en una pequeña cuenca del Cuaternario tardío llamada "El Aguaje del Caballito Blanco" localizada en el estado de Sonora, en el noroeste de la Sierra Madre Occidental ($28^{\circ} 24' 14''$ latitud norte y $108^{\circ} 36' 00''$ longitud oeste) a una altitud de 1594 msnm. El estudio se basó en el análisis de una secuencia estratigráfica de 3.30 m de espesor, la cual abarca la parte final del Wisconsin medio y casi la totalidad del Wisconsin superior.

La geoquímica del sedimento y de rocas, indicó que la cuenca constituye un sistema prácticamente cerrado, que los sedimentos no provienen de fuentes externas, sino que su fuente principal son las rocas riolíticas y dacíticas que constituyen el borde NE y el basamento de la cuenca, respectivamente.

Los cambios sedimentológicos observados en la secuencia registraron periodos húmedos y secos, al mismo tiempo que la secuencia polínica registró cambios de vegetación marcados fundamentalmente por oscilaciones en el polen de hierbas (principalmente Poaceae) y de árboles (principalmente *Pinus*), los cuales reflejan ambientes climáticos diferentes. Los periodos de mayor humedad indicaron condiciones más tranquilas de sedimentación; están correlacionados con niveles de sedimento más fino y mayor contenido de material orgánico, así como mayor concentración de polen, sugiriendo un nivel de agua alto en la cuenca. Los periodos secos estuvieron correlacionados con niveles de sedimento grueso, eventos de fuegos (fragmentos de carbón), disturbio de sedimentos, menor concentración polínica, bajo contenido en materia orgánica, evidencia de oxidación y presencia de minerales evaporíticos (yeso), indicando un nivel de agua más bajo en la cuenca. La secuencia polínica indicó que la vegetación en el sitio de estudio era diferente a la que existe actualmente. La vegetación respondió a las sucesivas variaciones climáticas con expansiones y regresiones en las áreas cubiertas por las diferentes especies, conformando bosques más o menos densos y pastizales, ligados a ascensos y descensos del límite altitudinal superior de los bosques; la distribución aislada actual de algunas coníferas como *Abies*, *Picea* y *Pseudotsuga* responde a una paleodistribución más amplia en la región en el periodo estudiado, y al progresivo confinamiento de estas coníferas en cañones selectos con condiciones ambientales favorables.

Se registraron los tres últimos eventos Heinrich H1, H2 y H3, los cuales se centran a ca. 16 000, 23 000 y 31 000 años cal AP. El evento H2 fue el mejor registrado (26,000-23,000 años cal AP) en la secuencia. El periodo del último máximo glacial (23,000 a 18,000 años cal AP) estuvo caracterizado por dos fases de sedimentación: una primera fase más seca y una

segunda fase más húmeda, separadas por un evento extremadamente seco que ocurrió a 20,600 años cal AP. Cada uno de estos eventos fue asociado según las características sedimentológicas, a periodos secos, y en ellos predominó una vegetación caracterizada por abundantes hierbas (principalmente Poaceae) y menos árboles (porcentajes bajos de *Pinus*), con una fase previa marcada por una expansión del encino (*Quercus*). La región de El Kípor estuvo, durante los periodos más fríos del Pleistoceno final (eventos Heinrich y Ultimo Máximo Glaciar), bajo influencia del anticiclón polar (clima muy frío y seco), y en los periodos de frío menos intenso, bajo un régimen climático más húmedo, en la trayectoria de la rama sur de la corriente de chorro polar.

Palabras clave: Cuaternario; Sierra Madre Occidental; Wisconsin medio; Wisconsin tardío; Eventos Heinrich; Ultimo Máximo glaciar; Sedimentos; Polen; México.

Contenido

Resumen	2
Contenido	4
Introducción	6
CAPITULO 1. Área de estudio	10
Geología	10
Clima	13
Vegetación	13
CAPITULO 2. Metodología de trabajo	16
2.1. Trabajo de campo	16
2.1.1. Descripción y muestreo del perfil en campo.....	16
2.1.2. Muestreo de rocas del basamento para geoquímica	17
2.1.3. Colecta de muestras de superficie para análisis polínico.....	17
2.2. Laboratorio	17
2.2.1. Análisis Polínico	18
2.2.2. Análisis Granulométrico	21
2.2.3. Análisis de Materia Orgánica, Humedad y Pérdida por ignición a 1000° C.....	23
2.2.4. Análisis Geoquímico.....	24
2.2.5. Datación del sedimento por radiocarbono (¹⁴ C)	26
2.2.6. Análisis estadístico de los datos polínicos y granulométricos	28
CAPITULO 3. Resultados.....	31
3.1. Litología de la secuencia de sedimentos de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".....	31
3.2. Análisis granulométrico	34
3.3. Contenido de Materia Orgánica, Humedad y Pérdida por ignición a 1000° C	38
3.4. Cronología de la secuencia de sedimentos de la cuenca El Aguaje del Caballito Blanco	40
3.5. Lluvia Polínica Actual.....	41
3.6. Estudio polínico de muestras fósiles.....	45
3.7. Análisis Geoquímico	49

3.8. Análisis Estadístico	57
3.8.1. Cronología.....	57
3.8.2. Análisis de Componentes Principales de los datos del análisis granulométrico.....	58
3.8.3. Análisis de Componentes Principales (ACP) para las muestras de polen ...	66
3.8.4. Análisis de agrupamiento (Análisis Cluster) para las muestras de polen.....	75
3.8.5. Análisis de agrupamiento y componentes principales para polen, contenido de materia orgánica (PPI) y tamaño de grano.....	76
3.8.6. Influjo Polínico	79
CAPITULO 4. <i>Discusión</i>	80
4.1. Cambios sedimentológicos en la cuenca de El Aguaje del Caballito Blanco en el Pleistoceno tardío.....	80
4.2. Inversión de edad y resedimentación	86
4.3. Cambios de vegetación en la cuenca de El Aguaje del Caballito Blanco al final del Pleistoceno tardío	86
4.3.1. Paleodistribución de árboles del bosque mixto de coníferas	92
4.3.2. Paleodistribución del Bosque de pino y encino (Pinus y Quercus)	95
4.3.3. Extensión de los Pastizales (Poaceae)	96
4.4. Paleoclimas del Wisconsin medio (34,000-23,000 años cal AP).....	96
4.5. Paleoclimas del Wisconsin tardío (23,000-14,000 años cal AP).....	98
4.6. Correlación de la secuencia de El Aguaje del Caballito Blanco con los eventos cuaternarios Heinrich H1, H2 y H3.....	100
4.7. El Ultimo Máximo Glaciar.....	104
CAPITULO 5. Conclusiones	105
Lista de Figuras	109
Lista de Tablas	112
BIBLIOGRAFIA.....	113

Introducción

El Cuaternario es la más reciente subdivisión (periodo) del registro geológico, que abarca aproximadamente 1.77 millones de años (Lowe y Walker, 1997). Este periodo está convencionalmente subdividido en dos épocas: el Pleistoceno, que etimológicamente significa la época más reciente, la cual finaliza alrededor de hace 10,000 años, y el Holoceno (completamente reciente) que abarca aproximadamente los últimos 10,000 años.

El Cuaternario se ha caracterizado como un periodo de inestabilidad climática, en el cual han ocurrido cambios climáticos fuertes como sucesiones de periodos fríos (glaciares) y cálidos (interglaciares); además es el más reciente y comparable con el medio ambiente actual; por ello, es uno de los periodos de la historia geológica de la Tierra, estudiado y discutido con más frecuencia. Esta sucesión larga de periodos glaciares e interglaciares actualmente se resume en una cronología isotópica definida inicialmente por las variaciones climáticas experimentadas en medios oceánicos (Shackleton *et al.*, 1990). El número preciso de ciclos glaciares e interglaciares aún no se ha establecido, pero la evidencia de registros sedimentarios del fondo oceánico sugiere que durante el Cuaternario, la Tierra ha experimentado alrededor de 20 grandes ciclos glaciares-interglaciares, con por lo menos 50 estadios fríos y un número correspondiente de estadios más cálidos. Las variaciones en las características de la órbita de la Tierra, entre ellas el cambio a partir del Pleistoceno medio a una dominancia del efecto de su excentricidad, cuya periodicidad es de 100,000 años, constituyen un marcapaso de las edades de hielo. Subsecuentemente la evidencia de variables astronómicas puede ser detectada en un rango amplio de datos proxy, incluyendo secuencias de arrecifes de coral, registros de polen, secuencias de loess, núcleos de hielo y sedimentos de lagos tropicales, entre otros (Lowe y Walker, 1997; Bradley, 1999).

Actualmente los estudios multidisciplinarios del Cuaternario se han enfocado a la búsqueda de esta variabilidad climática. Así se ha demostrado que en los últimos 150 mil años, en cada uno de estos ciclos climáticos globales se registran numerosas oscilaciones de alta frecuencia. En este periodo de tiempo por lo menos se han registrado seis fases climáticas o estadios isotópicos (tres fríos y tres cálidos), algunos de los cuales a su vez se han dividido en subestadios. El estudio de secuencias largas y continuas, particularmente de los núcleos de hielo ártico y antártico, y sedimentos del fondo de los océanos, en las cuales se emplea una resolución analítica cada vez más fina, permite identificar a detalle estas fluctuaciones de corto tiempo. Estos registros marinos y de núcleos de hielo correspondientes al último periodo glacial, indican que el clima de la región del Atlántico Norte estuvo caracterizado por una

alternancia de intervalos fríos y cálidos, donde los intervalos fríos más intensos, que se repiten aproximadamente cada 7000 años, terminaron por una descarga masiva de icebergs (eventos Heinrich) provenientes de las capas de hielo que rodeaban el Atlántico Norte (Heinrich, 1988; Broecker *et al.*, 1992; Bond *et al.*, 1992, 1993), afectando de manera directa a las zonas oceánicas. Así mismo, conforme han avanzado los estudios isotópicos en núcleos de hielo, se ha podido detectar la existencia de abruptos cambios en los valores de los isótopos del oxígeno (^{16}O y ^{18}O) que marcan, para los últimos 80,000 años, alrededor de 20 eventos interestadiales con una duración de 500 a 2000 años, los cuales se conocen como ciclos de Dansgaard-Oeschger (Dansgaard *et al.*, 1993).

Tanto los eventos Heinrich como los ciclos Dansgaard-Oeschger corresponden a variaciones climáticas fuertes en cortos periodos de tiempo. Estos eventos no responden a variaciones orbitales; más bien parecen reflejar cómo operan los mecanismos de reacción que involucran las fluctuaciones de la capa de hielo, cambios oceanográficos y variaciones en la circulación atmosférica. También se sabe que estos eventos dramáticos pueden influenciar los ambientes continentales y de este modo afectar la vegetación regional. Sin embargo, la respuesta del continente a esta alta frecuencia de cambios climáticos todavía es pobremente conocida.

En Norte América, a pesar de tenerse una multitud de registros paleoclimáticos cuaternarios, son pocos los registros continentales continuos que cubren el último periodo glacial y que revelan estas fluctuaciones climáticas de alta frecuencia (Grimm *et al.*, 1993; Clark y Bartlein, 1995; Benson *et al.*, 1998). En México, los estudios paleoecológicos y paleoambientales del Cuaternario se han venido enfocando esencialmente al centro y sur del país, siendo muy escasos para la parte norte de México, abarcando principalmente el Wisconsin superior y Holoceno (Van Devender, 1990a, 1990b; Anderson y Van Devender, 1995; Ortega Guerrero *et al.*, 1999; Ortega Rosas, 2000, 2003; Davis *et al.*, 2002; Lozano García *et al.*, 2002; Ortiz Acosta, 2003; entre otros). Las únicas referencias para la parte media del último glacial (Wisconsin medio) corresponden a Baja California (Ortega Guerrero *et al.*, 1999; Lozano García *et al.*, 2002), y Laguna Babícora, Chihuahua (Palacios-Fest *et al.*, 2002) que registra la parte final del Wisconsin medio (últimos 5000 años). En cuanto a los registros cuaternarios anteriores a dicho periodo, son escasos y restringidos a la zona costera (Ortlieb, 1986). Ninguno de estos registros ha revelado la influencia de los eventos climáticos extraregionales (eventos Heinrich y Dansgaard-Oeschger) en el país.

Los registros palinológicos enfocados a la parte central de México (Lozano García y Ortega Guerrero, 1998; Ortega Guerrero *et al.*, 2002) muestran que el final del Pleistoceno tardío

estuvo caracterizado por condiciones frías y húmedas. Por otro lado, cambios en el nivel de agua en el lago Chalco apuntan hacia condiciones más secas para este periodo de tiempo (Caballero Miranda y Ortega Guerrero, 1998). Metcalfe *et al.* (2000) resaltan la variabilidad climática que se desprende de los distintos estudios del centro de México (registros que reflejan condiciones más húmedas y otros, más áridas).

Los registros paleoecológicos para el norte de México proceden de los desiertos Sonorense y Chihuahuense. En el desierto Sonorense en la Laguna San Felipe, Baja California, se registran condiciones contrastantes entre el último glaciario del Pleistoceno y el Holoceno. Se infieren condiciones secas entre 70,000 y 45,000 y se caracterizan condiciones húmedas entre 34,000 y 19,000 años, las cuales prevalecieron hasta hace 12,000 años, con una expansión del bosque de *Juniperus* a menores elevaciones. El Holoceno es más seco (Van Devender, 1990a; Ortega Guerrero *et al.*, 1999; Lozano García *et al.*, 2002). En el desierto Chihuahuense se registran también variaciones de humedad al final del Pleistoceno tardío y una mayor aridez en el Holoceno (Van Devender, 1990b; Ortega Ramírez *et al.*, 1998; Metcalfe *et al.*, 2002; Palacios Fest *et al.*, 2002). Se registran condiciones húmedas anteriores a 57,000 años, un periodo de alta variabilidad de 54,600 a 38,000 años, seguido por condiciones más húmedas a 38,000 que prevalecieron hasta alrededor de 29,000 años. Después entre alrededor de 29,000 y 10,500 se registran condiciones más frías y secas (Metcalfe *et al.*, 2002; Palacios-Fest *et al.*, 2002). Esta fluctuación de condiciones climáticas durante el Wisconsin es también observada por estudios de madrigueras de ratón de ambos desiertos, que indican un clima más seco para el Wisconsin medio que para el Wisconsin tardío y en general más húmedo en el Wisconsin que en el Holoceno (Van Devender, 1990a; 1990b).

En el suroeste de los Estados Unidos, dos estudios palinológicos realizados en Arizona (Jacobs, 1985; Hevly, 1985) para el Wisconsin medio sugieren que éste fue un periodo más frío y húmedo e indican una baja en el límite altitudinal del bosque. Así mismo, Anderson (1993) determina que en el Wisconsin medio y Wisconsin tardío hubo una depresión en la elevación de la vegetación e infiere que el Wisconsin medio estuvo caracterizado por condiciones mucho más húmedas que el Wisconsin tardío. Los registros de madrigueras de ratón (Thompson, 1985; Betancourt *et al.*, 1990) indican que en el Pleistoceno el clima fue más húmedo, y que estas condiciones de humedad fueron progresivamente disminuyendo hasta el comienzo del Holoceno (11,000-10,000 años).

Todos los registros parecen apuntar hacia una mayor humedad al final del Pleistoceno que durante el Holoceno. Sin embargo, no podemos concluir si el Wisconsin medio fue más húmedo (Jacobs, 1985; Hevly, 1985; Anderson, 1993) ó menos húmedo (Van Devender,

1990a, 1990b) que el Wisconsin tardío. Tampoco es claro el límite temporal de los períodos húmedos y secos en el Wisconsin tardío. Posiblemente esta incompatibilidad en los registros refleja que éstos no coinciden en el tiempo, son discontinuos, no se tiene una resolución fina o no se cuenta con una buena cronología.

En este contexto se presenta este trabajo de investigación. En éste se muestra el estudio detallado de una secuencia sedimentaria de 3.30 m de espesor, que abarca la parte final del Wisconsin medio y casi la totalidad del Wisconsin tardío. Este estudio representa el primer registro para este periodo de tiempo en Sonora y en el noroeste de la Sierra Madre Occidental. Se pretende dar un enfoque geológico-ecológico, aplicando una metodología multidisciplinaria que engloba diferentes análisis: polen, granulometría, geoquímica fina y contenido de materia orgánica y humedad. Se persigue así mismo conocer las variaciones climáticas durante el Pleistoceno tardío en la región y poder identificar si la variabilidad climática que se registra en los núcleos de hielo y oceánicos, en particular del océano Atlántico, puede ser observada en la vertiente pacífica del continente americano.

Objetivos

El objetivo general de este trabajo de investigación es determinar los paleoambientes geológicos, biológicos y climáticos asociados a la sedimentación de la cuenca El Aguaje del Caballito Blanco. Dentro de este objetivo general se tienen varios objetivos particulares a desarrollar como son:

- Correlacionar el núcleo CB2 (López Higuera, 2003) con el perfil de sedimentos CBP en una sola estratigrafía.
- Precisar el tiempo de depositación del sedimento mediante la datación por radiocarbono de algunos niveles claves.
- Definir la fuente principal de aporte de los sedimentos, así como establecer la caracterización y clasificación de los mismos.
- Determinar mediante el análisis polínico los cambios de vegetación ocurridos durante el periodo de tiempo en estudio.
- Interpretar los cambios climáticos que se desprenden de los análisis de sedimento y del polen.
- Corroborar si los cambios observados en esta secuencia, corresponden con los cambios observados en otras secuencias de regiones cercanas al sitio de estudio.
- Establecer una comparación de los cambios climáticos encontrados en la secuencia de El Aguaje del Caballito Blanco con otros sitios que abarque el mismo periodo de tiempo.

Geología

La litología de la región Yécora-Yepachic en el NW de la Sierra Madre Occidental (SMO), como se describe en López Higuera (2003), está dominada por rocas volcánicas ácidas hidrotermalizadas, principalmente toba riolítica y basalto de edad Oligoceno-Mioceno (35 a 22 millones de años) que se emplazaron sobre granitoides laramídicos de 90 a 40 Ma. Esta unidad volcánica consiste principalmente de riolita, en las que se intercalan capas de basalto

CAPITULO 1. Área de estudio

El presente estudio se llevó a cabo en una pequeña cuenca del Cuaternario superior llamada "El Aguaje del Caballito Blanco" (EACB) localizada en el estado de Sonora, en el noroeste de la provincia volcánica "Sierra Madre Occidental" ($28^{\circ} 24' 14''$ latitud norte y $108^{\circ} 36' 00''$ longitud oeste). El acceso principal al sitio de estudio es por la carretera México 16 a aproximadamente 54 km al este de Yécora hasta llegar al kilómetro 334 donde se encuentra la localidad de "El Kípor" (Maycoba, municipio de Yécora). La cuenca EACB cubre una superficie aproximada de 1.5 km^2 (Figura 1). Es una cuenca intermontana que se localiza a una altitud de 1594 msnm dentro de un área cubierta por bosque de encino-pino y pino-encino en las zonas más altas.

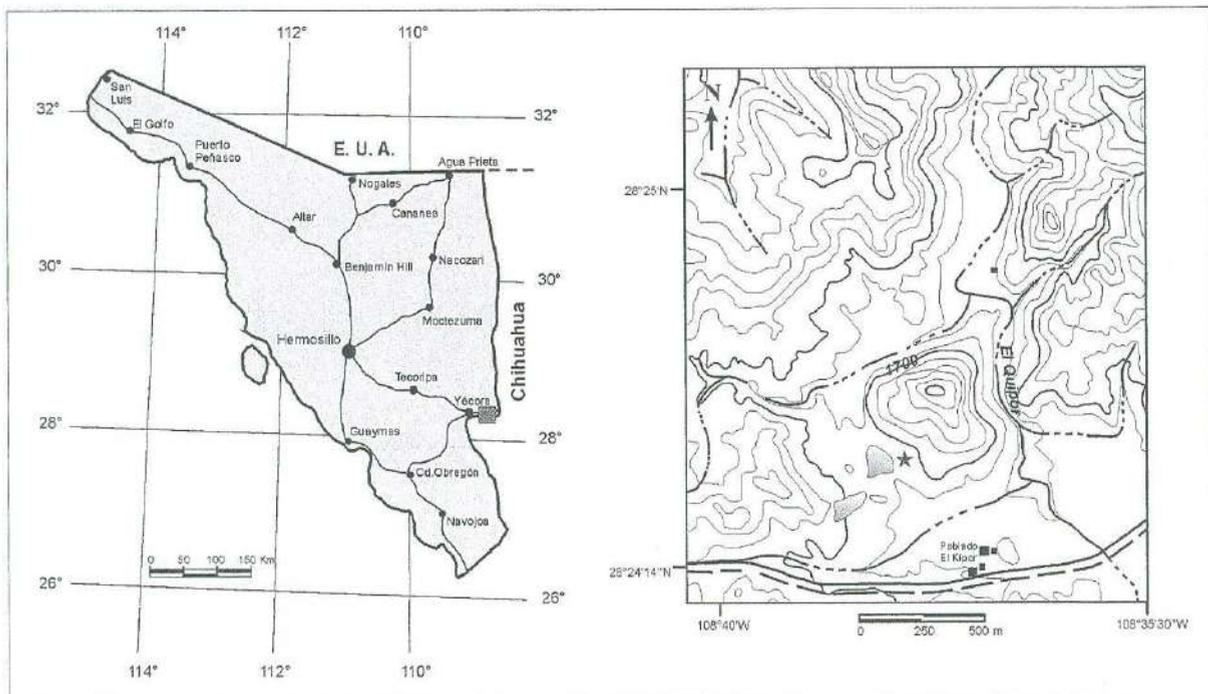


Figura 1. Mapa de localización de la Cuenca El Aguaje del Caballito Blanco (★) en el estado de Sonora.

Geología

La litología de la región Yécora-Yepachic en el NW de la Sierra Madre Occidental (SMO), como se describe en López Higuera (2003), está dominada por rocas volcánicas ácidas hidrotermalizadas, principalmente toba riolítica y basalto de edad Oligoceno-Mioceno (35 a 22 millones de años) que se emplazaron sobre granitoides laramídicos de 90 a 40 Ma. Esta unidad volcánica consiste principalmente de riolita, en las que se intercalan capas de basalto

andesítico, formando las mesetas altas de la Sierra Madre Occidental (Swanson y Walk, 1988; Cochemé y Demant, 1991 y Roldán-Quintana y Clark, 1992). En Maycoba, la granodiorita perteneciente al extenso complejo batolítico laramídico (63.6 Ma.; Bockoven, 1980), se encuentra intrusionando las formaciones volcánicas deformadas e hidrotermalizadas, y está cubierta en discordancia por formaciones volcánicas terciarias. Dentro de este contexto volcánico terciario y en las inmediaciones del poblado El Kípor, se encuentra enclavada la cuenca El Aguaje del Caballito Blanco, conformada por sedimentos detríticos del Cuaternario y limitada principalmente por afloramientos de ignimbrita porfírica y basalto, domos riolíticos y dacíticos de edad Oligoceno (Figura 2), limitándose los contactos por fallas con rumbo NW-SE, NE-SW y NNE-SSW. En la región de El Kípor, volúmenes importantes de dacita se encuentran cubriendo directamente a la ignimbrita porfírica (Cochemé, 1985; Delpretti, 1987).

La cuenca El Aguaje del Caballito Blanco es una cuenca alargada en sentido E-W con un flanco muy abrupto hacia el extremo NE compuesto de rocas riolíticas silicificadas. Hacia el extremo SW de la misma afloran rocas ignimbríticas porfíricas, las cuales presentan un hidrotermalismo penetrativo muy intenso y facilitan su erosión, siendo la fuente de aporte principal del sedimento. El relleno sedimentario en la cuenca no se encuentra consolidado; sin embargo, presenta una estratificación subhorizontal bien definida. Actualmente la cuenca se encuentra inactiva, disectada por los cauces de dos arroyos, los cuales mantienen húmedos los sedimentos más profundos.

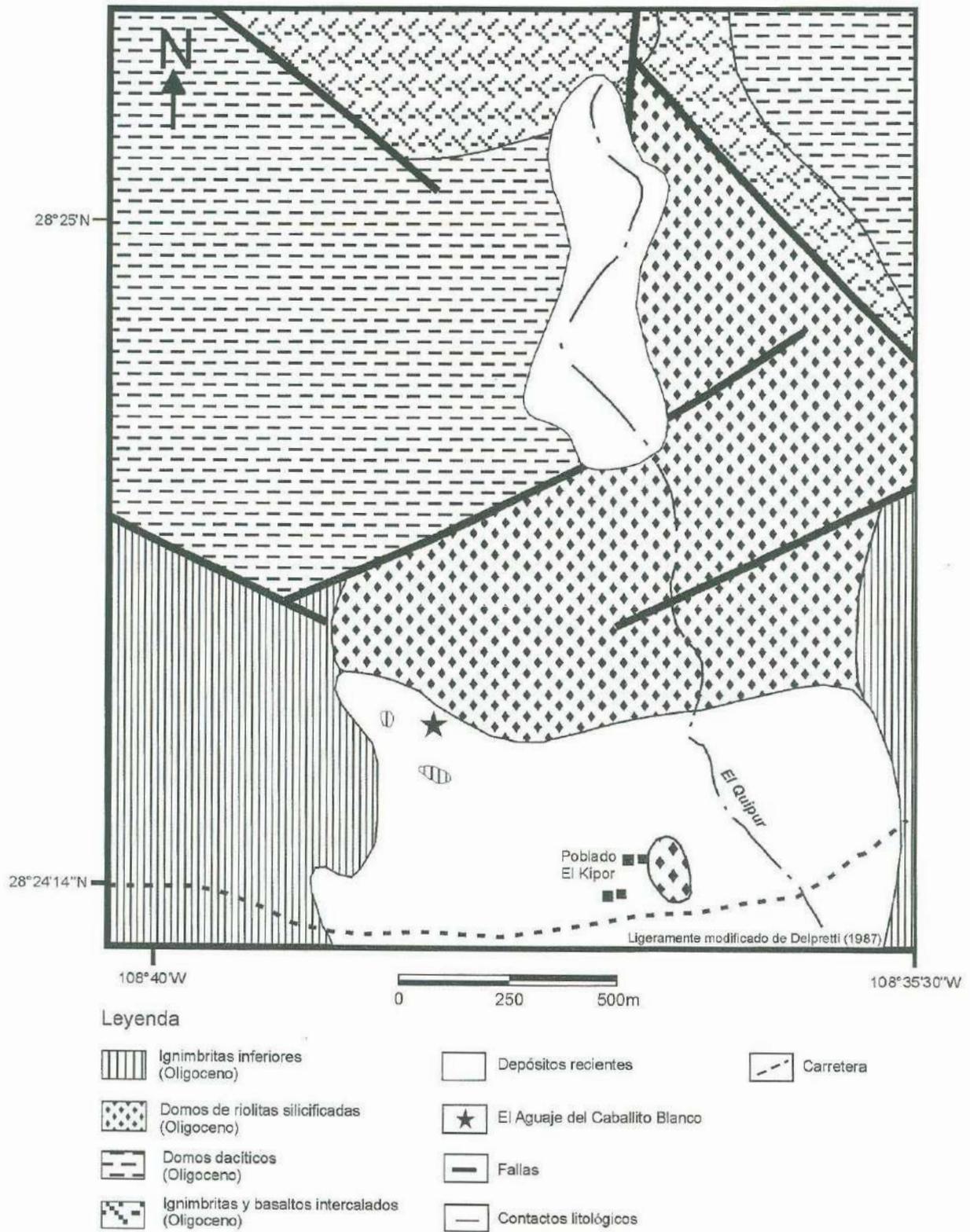


Figura 2. Mapa geológico de la región de El Kípor (Maycoba, municipio de Yécora), este de Sonora.

Clima

De manera general en la SMO por arriba de los 1000 m de altitud predomina un clima templado subhúmedo con lluvias en verano [Ca (w_1) (x') (e)] y temperaturas medias anuales que varían entre 7 y 14° C. Se trata de un clima extremo con inviernos fríos y veranos calientes, con lluvias predominantes en verano aunque también en invierno, con más de 18% de la precipitación anual (García, 1988). En la porción fronteriza de la SMO que comprende Yécora y Maycoba en Sonora y parte de Chihuahua, la temperatura media anual es de 14.4° C; esta temperatura es indicadora de inviernos pronunciados. En las zonas más altas de la sierra, las lluvias de verano pueden ser más prolongadas empezando a finales de mayo y terminando hasta octubre. En el invierno se presentan algunas precipitaciones más ligeras y llegan a caer nevadas y heladas de febrero a marzo. La temporada más seca va de febrero a mayo o junio. El periodo largo libre de heladas es un factor climático de importancia fundamental para la vida vegetal. Para el poblado de Yécora que se encuentra a 1500 m de altitud, se estima una precipitación media anual de 913 mm por año (INEGI, 1988; Búrquez *et al.*, 1992).

Vegetación

La vegetación actualmente dominante en la región de El Kípor es de bosque de encino y encino-pino. En la porción norte de la Sierra Madre Occidental el bosque de encino-pino presenta alrededor de 15 especies de pino (*Pinus*) y 25 especies de encino (*Quercus*) (Styles, 1993; Nixon, 1993). El bosque de encino en la SMO, también conocido como "Madrean Evergreen Woodland" (Brown, 1994), el cual se distribuye por arriba del bosque tropical deciduo, se desarrolla más ampliamente por arriba de los 1200 m de altitud, en suelos volcánicos generalmente de composición ácida moderada (Rzedowski, 1994; Martin *et al.*, 1998), siendo la altitud y la exposición sur o norte factores importantes que determinan la composición de especies y la densidad del bosque de encino (Felger *et al.*, 2001). En la región de Maycoba (región donde se localiza el área de estudio) la vegetación dominada por encino representa un bosque abierto de tipo sabana donde los encinos más comunes son *Quercus oblongifolia* (árbol) y *Q. toumeyii* (arbusto) (Martin *et al.*, 1998).

De manera general, para el municipio de Yécora el bosque de encino-pino incluye alrededor de 19 especies de encinos y 14 especies de pinos. Las especies de encinos más comunes a altitudes bajas y medias (1200-1800 m) son: *Quercus chihuahuensis* asociado a *Q. albocincta* y *Q. tuberculata*, los cuales pueden estar acompañados por *Pinus oocarpa* y *P. arizonica* sobre suelos ácidos. A altitudes entre 1600-1900 m se encuentran *Q. hypoleucoides*,

Q. oblongifolia, *Q. durifolia*, *Q. mcvaughii*, *Q. arizonica*, *Q. toumeyii*, *Q. tarahumara*, *Q. coccolobifolia* y *Q. viminea*. *Quercus coccolobifolia* y *Q. mcvaughii* que son más comunes por arriba de 1800-1900 m (Reina *et al.*, 1999). El bosque de pino-encino y el bosque de pino, predominan en las partes más altas de la SMO a altitudes por arriba de 1900 m (Búrquez *et al.*, 1992). En la región de El Kípor el bosque de pino-encino se localiza por arriba de los 1700 m de altitud, principalmente formando un mosaico junto con el bosque de encino, presentando mayor densidad en las pendientes con exposición norte arriba de 1800 m de altitud (ver mapa de vegetación en López Higuera, 2003). Al igual que los bosques de encino, los bosques de pino-encino y bosque de pino se distribuyen sobre suelos ígneos predominantemente ácidos, en climas templados a fríos y semihúmedos (Rzedowski, 1994). En la región de Yécora por lo general los pinos aparecen en parches dispersos, donde las especies dominantes son: *Pinus arizonica*, *P. engelmannii*, *P. herrerae*, *P. lumholtzii*, *P. maximinoi*, *P. chihuahuana*, *P. discolor* y *P. yecorensis*.

A elevaciones más altas dentro del bosque de pino-encino, los pinos comienzan a incrementarse notablemente y la vegetación se vuelve más densa terminando en un bosque propiamente de pino. El bosque de pino también llamado "Madrean Montane Conifer Forest" (Brown, 1994) es característicamente dominado por: *Pinus ayacahuite*, *P. chihuahuana*, *P. durangensis*, *P. engelmannii*, *P. leiophylla*, *Juniperus coahuilensis* (*J. monosperma*), *J. deppeana*, *J. durangensis*, *J. scopulorum*, *J. flaccida* y *Cupressus lusitanica* (T. R. Van Devender y A. L. Reina G., datos no publicados). Existen algunas especies de pinos que se restringen a altitudes mayores a 1900 m en Mesa El Campanero como *Pinus arizonica* y *P. strobiformis*. Algunos individuos o pequeños grupos de otras especies están presentes, especialmente *Quercus coccolobifolia*, *Q. durifolia*, *Q. rugosa* y *Q. viminea*, así como también *Arbutus arizonicus* y *A. xalapensis* (madroños). Sólo *Q. arizonica* y *Juniperus deppeana* (táscate) ocurren en elevaciones altas en el bosque (Reina *et al.*, 1999). Por lo general este tipo de bosque está más ampliamente distribuido en los estados de Chihuahua y Durango y en menor proporción en Sonora (Felger *et al.*, 2001).

El bosque mixto de coníferas constituye la vegetación de las zonas más altas de montaña en la SMO por arriba de 2000 m de altitud. En Sonora este tipo de bosque se restringe a áreas muy limitadas. Se confina a laderas de cerros especialmente sobre pendientes de exposición norte, en cañadas o barrancas más o menos profundas. Principalmente se resguardan protegiéndose de la acción de vientos fuertes y de insolación intensa (Rzedowski, 1994). Los géneros que constituyen el bosque mixto de coníferas en Chihuahua, que es donde se distribuye más ampliamente, son: *Pinus*, *Abies*, *Picea* y *Pseudotsuga*. En Sonora *Abies*

durangensis está presente a 1900-2100 m de altitud en dos cañones de los lados oeste y sur de la Mesa El Campanero cercanos al borde con Chihuahua, que representan los únicos ejemplos de este tipo de vegetación en Sonora. *Abies durangensis* es el equivalente ecológico de *Abies concolor* en el norte del estado (Martin *et al.*, 1998). *Picea chihuahuana*, la *Picea* endémica de la SMO, actualmente no presente en Sonora, se asocia al drenaje del Río Yaqui en Chachamuri y al drenaje del Río Fuerte cerca de San Juanito, Chihuahua, a altitudes superiores a los 2000 m. *Pseudotsuga menziesii* está presente en Memelíchic y Mesa de la Papa, Chihuahua, por arriba de 2400 m de altitud. Principalmente *Pseudotsuga menziesii* constituye un bosque mixto asociada con *Abies durangensis*, *Pinus arizonica* y *P. ayacahuite*.

El bosque mixto de coníferas en el noroeste de la SMO (Sonora y Chihuahua) constituye el tipo de bosque que alcanza el límite superior altitudinal, limitado a las cumbres y laderas superiores de las montañas altas, las cuales no sobrepasan los 3000 m de altitud. Cuando la altitud de la montaña excede este valor de elevación, el bosque mixto de coníferas limita en su parte superior con la vegetación de tipo alpina o subalpina (zacatonales), aunque en el noroeste de la SMO este tipo de vegetación no está presente por no alcanzar elevaciones tan altas.

CAPITULO 2. Metodología de trabajo

Este estudio es una continuación del trabajo de licenciatura llevado a cabo por López Higuera (2003), el cual se basó en el estudio de un núcleo de sedimentos (CB2) que subyacen en la cuenca de El Aguaje del Caballito Blanco. El presente trabajo consiste en analizar un perfil de sedimentos (apartado 2.1.1) de 2.30 m de espesor suprayacente a los sedimentos del núcleo CB2.

2.1. Trabajo de campo

El trabajo de campo realizado para este estudio consistió en el muestreo del perfil de sedimentos que aflora en la cuenca (apartado 2.1.1), así como la colecta de muestras de roca fuera del perfil, que serían utilizadas para el análisis geoquímico. Adicionalmente se tomaron también muestras de superficie para el análisis de polen actual (apartado 2.1.3). El trabajo de campo de cartografía geológica y de vegetación, localización del área y puntos de muestreo, altitud y datos fisiográficos, fue realizado en el trabajo de licenciatura y los detalles de la metodología llevada a cabo, están descritos en López Higuera (2003).

2.1.1. Descripción y muestreo del perfil en campo

Los sedimentos en la cuenca descansan discordantemente sobre un basamento terciario de edad Oligoceno y se encuentran cubiertos por un suelo orgánico de 1.20 m de espesor. Al extremo este, la cuenca se encuentra cortada por un arroyo que permite observar que parte de los sedimentos afloran en el lugar y que subyacen otros sedimentos que no afloran; de estos últimos se pudo obtener mediante una sonda manual tipo Livingstone (Wright, 1991) un núcleo de sedimento (denominado CB2) de 1 m de espesor, el cual ya ha sido estudiado por López Higuera (2003). Al perfil de sedimentos de 2.30 m de espesor suprayacentes a los sedimentos que no afloran en la cuenca se le ha denominado "perfil CBP". Estos sedimentos fueron extraídos para llevar a cabo el presente estudio, empleando diferentes metodologías en el análisis del sedimento.

Antes de muestrear los sedimentos del perfil CBP en campo, primeramente se hizo una descripción breve de su litología, para lo cual se midió y con extremo cuidado se limpió la parte exterior del mismo, dado que la erosión continua del perfil hace que sedimentos de niveles superiores caigan, se depositen sobre la superficie del perfil y contaminen los niveles inferiores. Se eliminaron aproximadamente 20 cm de sedimento de la parte superficial del perfil y una vez limpio, con la ayuda de una cinta métrica y una espátula se fueron midiendo, muestreando y describiendo cada una de las capas. Se cortaron muestras de 5 cm de ancho

por 7 cm de altura partiendo de la base del perfil y aproximadamente 3 cm de fondo. Las muestras se guardaron en su posición original en pequeños recipientes de plástico de 100 ml con tapadera debidamente etiquetados. De esta manera las muestras no pierden su humedad antes de realizar su análisis en el laboratorio.

2.1.2. Muestreo de rocas del basamento para geoquímica

Con el fin de definir si los sedimentos provienen de las rocas volcánicas más próximas a la cuenca, se colectaron en campo dos muestras de rocas volcánicas ácidas: riolita y dacita, y una muestra de arcilla producto de la degradación *in situ* de la dacita, las cuales serían utilizadas para el análisis geoquímico. La roca riolita constituye el borde NE de la cuenca y la dacita el basamento de la cuenca.

2.1.3. Colecta de muestras de superficie para análisis polínico

Se colectaron en el lugar muestras de superficie para el análisis de lluvia polínica actual, que es el conjunto de granos de polen que actualmente se depositan en una superficie, provenientes de la región del entorno y de vegetación más lejana. Dado que conocemos la vegetación local y regional, el estudio de la relación lluvia polínica/vegetación actual nos ayudará a entender la relación conjuntos polínicos fósiles/paleovegetación. La colecta se llevó a cabo siguiendo un transecto altitudinal de vegetación, que abarcó tres tipos de comunidades vegetales: pastizal, bosque de encino-pino y bosque de pino. Se comenzó con la vegetación de pastizal a 1600 m de altitud, donde se localiza la cuenca, siguiendo una dirección NE ascendiendo la vertiente SW del cerro más próximo al sitio del sondeo, terminando en la comunidad de bosque de pino a 1800 m de altitud. Se tomaron seis muestras que fueran representativas del lugar, las cuales consistieron principalmente de suelo superficial, macollas de gramíneas, hojarasca y musgo. En campo se inventarió la vegetación observada en cada punto de muestreo.

2.2. Laboratorio

En primer lugar y con el fin de englobar los resultados del núcleo de sedimento que no aflora (CB2, López Higuera, 2003) y los sedimentos del perfil CBP (este trabajo), se procedió a una reenumeración de las muestras tomando como base su posición con respecto a la base de la cuenca. De este modo, las muestras más profundas del sondeo CB2 fueron las muestras designadas con las alturas menores desde la base, ya que corresponde al inicio de la sedimentación en la cuenca. Progresivamente, la altura es mayor conforme se alcanza la parte

superior del núcleo. Esta es seguida por el perfil que aflora, cuyas muestras a ras de suelo actualmente corresponden a 81 cm de altura. Finalmente, la altura de las muestras con respecto a la base va aumentando conforme ascendemos en el perfil de sedimento hasta su parte superior. Para poder correlacionar ambas partes de la secuencia (CB2 y CBP) en una sola estratigrafía, se tomó como referencia un nivel de sedimento negro muy orgánico (apartado 3.1, Unidad C) que se repite en ambas partes de la secuencia. El sondeo del núcleo CB2 se llevó a cabo a aproximadamente 2 m de distancia de donde se localiza el sitio de muestreo CBP del perfil. La erosión del río dejó al descubierto la superficie del nivel negro en el sitio CB2. Siguiendo este nivel negro, y se perforó en CB2 a partir de éste hacia abajo, y el muestreo del perfil CBP se realizó a partir de este nivel hacia arriba. Esta nueva numeración nos permite considerar conjuntamente todo el registro sedimentario de la cuenca (sedimentos que no afloran y que afloran), lo que es imprescindible para el estudio cronoestratigráfico, paleoecológico y paleoclimático del conjunto de la cuenca.

2.2.1. Análisis Polínico

El tratamiento químico de las muestras de polen se llevó a cabo en el laboratorio de palinología de la Estación Regional del Noroeste (ERNO) de la UNAM en Hermosillo, Sonora.

2.2.1.1. Extracción de polen actual

Las muestras de superficie de suelo, macollas de gramíneas y musgo, se dejaron reposando en agua destilada durante 24 horas antes del tratamiento químico, con el propósito de recuperar al máximo el polen contenido. Las muestras se cribaron con un tamiz de 250 μm de malla (No. 35) y del filtrado se tomó una muestra de 40 ml aproximadamente. A partir de aquí, se siguió el mismo tratamiento químico que el descrito más adelante (2.2.1.2.) para las muestras de polen fósil. Se agregaron dos tabletas de *Lycopodium clavatum* con un número constante de esporas por tableta (Stockmarr, 1973). Las esporas de *Lycopodium* nos permiten calcular las concentraciones de polen en cada muestra. Las muestras se bañaron con ácido clorhídrico (HCl) en frío. El HCl elimina los posibles carbonatos contenidos en la muestra y disuelve fácilmente las tabletas de *Lycopodium* ya que éstas están compuestas de bicarbonato de Na. El material inorgánico de las muestras se eliminó mediante la utilización de un líquido pesado: politungstato de sodio (Nakagawa *et al.*, 1998) a una densidad de 1.95 gr/ml. Posteriormente a las muestras se les agregó ácido acético glacial para eliminar el agua que pudo haber quedado en la muestra, y de esta manera evitar alguna reacción al momento de someter la muestra a una acetólisis (Erdtman, 1969). La acetólisis es un procedimiento que

consiste en un ataque con una solución de ácido sulfúrico y anhídrido acético, que elimina otros restos de naturaleza orgánica sin dañar el polen. Debido a que las muestras presentaron restos de material inorgánico, después de la acetólisis se bañaron con ácido fluorhídrico (HF) en frío durante 12 horas. Por último, el residuo final fue inmerso en glicerina y se montó en un portaobjetos para su observación al microscopio biológico.

2.2.1.2 Muestreo y extracción de polen fósil

El submuestreo para análisis polínico se llevó a cabo después de realizar la descripción precisa de los sedimentos (apartado 3.1.), a intervalos regulares, aproximadamente cada 4 cm y cada 7 cm a lo largo del perfil según el tipo de sedimento; se submuestreó de manera más detallada en los niveles con mayor contenido de materia orgánica y tamaño de grano más fino, y más espaciada en los niveles con tamaño de grano más grueso. Se tomó 1 cm³ de sedimento cuando el sedimento era fino y 2 cm³ cuando era grueso, obteniéndose un total de 55 muestras (Tabla 1). Para tomar el sedimento se utilizó un muestreador volumétrico que consiste de un tubo cilíndrico de acero que en su interior ocupa 1 cm³. Cada submuestra fue pesada en una balanza analítica de un error de ± 0.001 gr.

Antes de realizar el tratamiento químico, las muestras fueron puestas en remojo por un período de 24 horas en vasos de precipitado de 250 ml utilizando agua destilada. Una vez desmembradas las muestras fueron tamizadas (apertura de malla 250 μ m) para eliminar los fragmentos mayores a 250 μ m. Para la extracción del polen se llevó a cabo el procedimiento químico para sedimentos arcillosos orgánicos descrito por Faegri e Iversen (1989) que consiste de un ataque con ácidos fuertes y la utilización de líquidos pesados (Nakagawa *et al.*, 1998), tal como se describió para el polen actual (2.2.1.1). Se agregaron a cada muestra dos tabletas de *Lycopodium clavatum* (esporas exóticas) como marcadores, mismas que fueron disueltas en ácido clorhídrico (HCl) al 35 % en frío.

Tabla 1. Muestras obtenidas del perfil CBP para el análisis polínico. Los centímetros indican la altura (desde la base de la secuencia) de cada muestra analizada.

No. de muestra	Altura (cm)	No. de muestra	Altura (cm)
55	428 - 429	27	205 - 206
54	325 - 326	26	201 - 202
53	321 - 322	25	197 - 198
52	317 - 318	24	193 - 194
51	313 - 314	23	181 - 182
50	305 - 306	22	173 - 174
49	301 - 302	21	165 - 166
48	297 - 298	20	157 - 158
47	293 - 294	19	153 - 154
46	289 - 290	18	149 - 150
45	285 - 286	17	145 - 146
44	277 - 278	16	141 - 142
43	273 - 274	15	137 - 138
42	269 - 270	14	133 - 134
41	265 - 266	13	129 - 130
40	257 - 258	12	125 - 126
39	253 - 254	11	121 - 122
38	249 - 250	10	117 - 118
37	245 - 246	9	113 - 114
36	241 - 242	8	109 - 110
35	237 - 238	7	105 - 106
34	233 - 234	6	101 - 102
33	229 - 230	5	97 - 98
32	225 - 226	4	93 - 94
31	221 - 222	3	89 - 90
30	217 - 218	2	85 - 86
29	213 - 214	1	81 - 82
28	209 - 210		

En la separación por líquidos pesados se utilizó politungstato de sodio a una densidad de 1.95 gr/ml. Esta densidad es más alta que la de los granos de polen e inferior a la de la materia inorgánica, por lo tanto es necesario mantenerla constante durante este proceso. De esta manera hace que los granos de polen floten en la solución y permiten su fácil separación del resto del sedimento más pesado, que precipita por decantación. Para eliminar posibles restos de material inorgánico las muestras se sometieron a un tratamiento con ácido fluorhídrico (HF) en frío dejándolas reposar durante un día. Por último, las muestras se sometieron a una acetólisis (Erdtman, 1969). El residuo final fue inmerso en glicerina y montado en una lámina para su observación al microscopio biológico.

2.2.1.3. Conteo y determinación de granos de polen y esporas

El conteo y determinación de polen de las 6 muestras de polen actual y 55 muestras de polen fósil, se hizo mediante la utilización de un microscopio óptico Leica Gallen III, con un rango de amplificación de 400x a 1000x. Se inició el conteo de la esquina superior izquierda y se hizo el barrido de la lámina hacia la derecha y hacia abajo; de la misma manera se procedió para todas las láminas. En cada lámina se barrieron entre 14 y 17 líneas. El microscopio utilizado está graduado en el eje X y eje Y, con lo cual fue posible llevar a cabo un sistema de coordenadas de los barridos en cada lámina. Para la determinación morfológica de los granos de polen y esporas de muestras actuales y fósiles, se utilizaron diferentes atlas de polen y catálogos de referencia (Markgraf y D'Antoni, 1978; Martínez Hernández y Ludlow Wiechers, 1978; Lozano-García, 1979; Arreguín *et al.*, 1985; Moore *et al.*, 1991; Martínez Hernández *et al.*, 1993; Jones *et al.*, 1995; Saa Otero *et al.*, 1996; Reille, 1992; 1995; 1998; Peñalba y Búrquez, en revisión; entre otros), así como la colección de láminas de referencia de polen actual del Instituto de Ecología UNAM-ERNO. El número mínimo establecido de granos contados por cada lámina de polen fósil fue de 500 granos. Además del polen, se contabilizaron las esporas exóticas (*Lycopodium clavatum*) adicionadas, al igual que las esporas originarias en las muestras actuales y fósiles.

2.2.1.4. Tratamiento de datos

Los datos obtenidos de los conteos de granos de polen y esporas por muestra, tanto de polen actual como fósil, fueron capturados y procesados mediante el programa experto "GPALWIN" (Goeury, 1998) diseñado para el tratamiento de datos polínicos. El programa presenta los datos en forma de diagramas polínicos (Moore *et al.*, 1991), en los cuales se pueden visualizar y simplificar mejor los datos obtenidos en los conteos de cada muestra y los cambios en el contenido de polen entre una muestra y otra. Estos cambios son expresados generalmente en función de los porcentajes de la suma total de polen y esporas. En estos diagramas polínicos se pueden representar los datos bioestratigráficos, junto con los datos cronoestratigráficos y litoestratigráficos, en una misma figura.

2.2.2. Análisis Granulométrico

2.2.2.1. Muestreo y preparación de muestras

Para el análisis granulométrico se tomaron 29 muestras de 1 cm³ sedimento repartidas a lo largo del perfil (Tabla 2). Previo al análisis, dado que el margen del contador Coulter va de 0.4 a 1000 µm en tamaño, se separó de forma manual la fracción más gruesa milimétrica y

centimétrica en cada muestra. Para el análisis se requiere que las muestras se encuentren completamente disgregadas, para ello se pusieron en agua desionizada en pequeños recipientes de plástico de 100 ml y se dejaron reposar por una noche.

Es necesario que el sedimento en cada muestra se encuentre completamente desmembrado y que no contenga grumos para poderlo introducir al aparato con el que se va a analizar la granulometría (Láser Coulter). Para las muestras de sedimento muy arcilloso que no se disociaron fácilmente fue necesario utilizar un agitador eléctrico.

Tabla 2. Muestras obtenidas del perfil CBP para el análisis granulométrico mediante el contador Láser Coulter. Los centímetros indican la altura (desde la base de la secuencia) de cada muestra analizada.

No. de muestra	Muestras (Altura en cm)	No. De muestra	Muestras (Altura en cm)
29	305	14	179
28	298	13	158
27	291	12	151
26	288	11	144
25	270	10	141
24	256	9	133
23	249	8	125
22	242	7	121
21	235	6	117
20	233	5	109
19	225	4	102
18	217	3	96
17	207	2	88
16	197	1	81
15	186		

2.2.2.2. Análisis del sedimento con Láser Coulter

Para llevar a cabo el análisis granulométrico se utilizó el analizador de tamaño de partículas láser Coulter LS100Q del Departamento de Ingeniería Química y Metalurgia de la Universidad de Sonora, con el programa de control de series versión 2.11 suplemento. El Láser Coulter utiliza la difracción láser para medir la distribución de partículas en una muestra. El analizador consta de una cámara con agua, la cual permite que las partículas estén flotando y girando (separadas unas de otras) de tal manera que el láser pueda detectarlas.

Antes de iniciar el análisis de las muestras por Coulter, la cámara del equipo se purgó (lavó y drenó perfectamente) y cargó con agua desionizada. Se agregaron con una pipeta 3 gotas de muestra a la cámara para ser analizada. Se hizo la lectura de la muestra y los datos obtenidos fueron procesados en Excel. Cada muestra se analizó dos veces consecutivas para reafirmar la calidad del análisis.

El láser Coulter produce 84 canales, los cuales representan diferentes tamaños de grano establecidos, que son expresados en unidades phi. Con los datos obtenidos de diámetro del canal y volumen diferencial se construyó una curva acumulativa para cada muestra. Con esta curva se pudieron calcular los parámetros estadísticos de media (M), desviación estándar (σ) y sesgo (SK) por métodos gráficos; parámetros que se obtuvieron utilizando los procedimientos propuestos por Folk y Ward (1957), donde los valores obtenidos son expresados en unidades phi (Φ). Debido a que los datos obtenidos por el Coulter están expresados en micras y los parámetros estadísticos se expresan en unidades phi (Φ), se tuvo que hacer una conversión de micras a unidades phi (Φ). Para esta conversión se utilizó la fórmula de Krumbein (1934) que consiste en una transformación logarítmica introducida a la escala de Udden-Wentworth (1922), a la que Krumbein llamó escala phi (Φ):

$$\Phi = -\log_2 d$$

Donde: Φ es la unidad phi y d es el tamaño de grano en milímetros.

2.2.3. Análisis de Materia Orgánica, Humedad y Pérdida por ignición a 1000° C

Para obtener el contenido de materia orgánica y humedad se utilizó el método de pérdida por ignición. Para determinar los porcentajes de ambos parámetros en un total de 29 muestras (Tabla 3), nos basamos en Dean (1974) que presenta una modificación del procedimiento descrito por Galle y Runnels (1960), según la siguiente metodología para cada muestra:

1. Se calentó un crisol de cerámica a 1000° C durante 1 hora para eliminar toda humedad y/o cualquier partícula que tuviera adherida a él. Se colocó en un desecador, y una vez frío fue pesado en una balanza analítica estable.
2. Se tomó una muestra de sedimento de aproximadamente 2 gr, se introdujo en el crisol y se pesaron ambos con alta precisión. Se mantuvo en la mufla a 100° C durante 12 horas para eliminar toda la humedad. Se colocó en un desecador y una vez frío el conjunto se pesó. La diferencia de este peso con respecto al peso inicial del crisol y la muestra sin secar, es el contenido de humedad en la muestra.

3. La misma muestra se sometió nuevamente a calentamiento a una temperatura de 550° C durante un día. Se enfrió en el desecador y pesó el residuo, la diferencia de este peso con respecto al peso inicial, es el contenido de materia orgánica para la muestra tratada, misma que se eliminó como CO₂ en el calentamiento.
4. El residuo final se sometió ahora a una temperatura de 1000° C durante un día. Debido a que las muestras presentan una cierta cantidad de arcillas fue necesario llevar a cabo este paso y de esta manera eliminar enlaces OH de agua, los cuales son removidos al calentar la muestra entre 550-1000° C. La pérdida en peso entre 550 y 1000° C es el contenido de agua que queda atrapada en la estructura mineral de las arcillas en la muestra.
5. Para la determinación del carbonato total en las muestras de sedimento, se lixivió la muestra con HCl diluido (Black *et al.*, 1965; Dean, 1974); todas las muestras dieron un resultado negativo, lo que indica que las rocas de donde proviene el sedimento no contienen carbonatos.

Tabla 3. Muestras obtenidas del perfil CBP para el análisis de materia orgánica y humedad. Los centímetros indican la altura (desde la base de la secuencia) de cada muestra analizada.

No. de muestra	Muestras (Altura en cm)	No. De muestra	Muestras (Altura en cm)
30	321	15	186
29	305	14	179
28	298	13	158
27	291	12	151
26	288	11	144
25	270	10	141
24	256	9	133
23	249	8	125
22	242	7	121
21	235	6	117
20	233	5	109
19	225	4	102
18	217	3	96
17	207	2	88
16	197	1	81

2.2.4. Análisis Geoquímico

La geoquímica de sedimentos se llevó a cabo para definir la fuente principal de aporte de **sedimentos a la cuenca**. Se muestreó a lo largo de la columna litológica a intervalos

aproximados de 40 cm y en algunos casos cada 20 cm, seleccionando los niveles de sedimento más fino y libres en lo posible de materia orgánica. Con la ayuda de una espátula se cortaron las muestras obteniendo alrededor de 2 cm³ de sedimento. Se muestrearon también las rocas volcánicas que conforman el basamento de la cuenca (apartado 2.1.2.). La técnica empleada en la preparación de las muestras para su análisis geoquímico consistió en lo siguiente: para las muestras de sedimento únicamente se utilizó un mortero manual de ágata para pulverizarlas. En cambio para las muestras de roca fue necesario quebrar y pulverizar la roca utilizándose alrededor de 5 kg de muestra sana (libre de alteración).

Se redujo el tamaño de la roca con un marro de acero. Posteriormente se utilizó una quebradora de quijadas, para reducir las muestras a fragmentos menores de 1 cm en tamaño. El material triturado se cuarteó (método de cono y cuarteo) hasta lograr un concentrado representativo de aproximadamente 50 gr, las esquirlas se molieron y se pulverizaron utilizando un molino de canicas de ágata. Una vez que las muestras fueron pulverizadas se guardaron en microtubos de 1.5 ml previamente etiquetados para ser enviadas al laboratorio. En todos los casos se guardó una muestra testigo.

Se enviaron 13 muestras (Tabla 4) a los laboratorios CHEMEX LABS de Vancouver, Canadá, para su análisis de elementos traza y tierras raras (REE) en total 36 elementos, mediante la técnica analítica ICP-MS (Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry); de las cuales 10 fueron muestras de sedimento (dos correspondientes al núcleo CB2 del mismo sitio [López Higuera, 2003] y el resto al perfil) y 3 muestras de referencia; dos muestras de rocas volcánicas sólidas: dacita y riolita, y una tercera muestra fuertemente transformada a arcilla. El ICP-MS es una técnica relativamente nueva y tiene la ventaja de que utiliza una cantidad de muestra muy pequeña (500 mg). Es utilizada para analizar un rango amplio de elementos traza en una sola muestra ya que tiene un nivel de detección muy bajo.

El grupo de 14 tierras raras (REE) analizado fue normalizado con *Condrita* de Sun y McDonough (1989) y los otros 22 elementos traza se normalizaron con *Manto Primitivo* del mismo autor.

Tabla 4. Muestras obtenidas del perfil **CBP** para el análisis geoquímico.

* Altura desde la base de la secuencia sólo para las muestras de sedimento.

No. de Muestras	Muestras (Altura* en cm)	Tipo de material
10	305	Sedimento
9	288	Sedimento
8	242	Sedimento
7	217	Sedimento
6	186	Sedimento
5	144	Sedimento
4	102	Sedimento
3	81	Sedimento
2	30	Sedimento
1	10	Sedimento
3	K03-8	Roca
2	K03-9	Roca
1	K02-P	Arcilla

2.2.5. Datación del sedimento por radiocarbono (^{14}C)

Una parte importante en este trabajo de investigación es tener un control cronológico de los sedimentos en la cuenca. Esto permite establecer una correlación con otras secuencias y realizar una mejor interpretación. Se mandaron fechar tres muestras de carbón a diferentes niveles de la columna, incluyendo niveles del núcleo CB2 y del perfil CBP: dos muestras del núcleo CB2 a 2 y 57 cm de altura desde la base de la secuencia y una del perfil CBP a 288 cm de altura. La primera muestra corresponde a la parte basal del núcleo, la segunda a la parte intermedia del mismo y la tercera pertenece a uno de los niveles más superficiales en el perfil. Con la primera y tercera datación se podría estimar el inicio y el término de la sedimentación en la cuenca, por esta razón fue importante obtener ambas. En el trabajo previo llevado a cabo por López Higuera (2003) se reportó una datación por radiocarbono de 34600 ± 700 AP que corresponde a la parte superior del núcleo a 96 cm de altura con respecto a la base de la secuencia, con la cual se tendrían 4 dataciones para toda la columna. Las muestras se analizaron en el laboratorio Beta-Analytic Inc. de Florida, Estados Unidos, utilizando el método de espectrometría de masas por acelerador (AMS).

La técnica de radiocarbono puede desarrollarse mediante dos métodos: el método convencional y el método de espectrometría de masas por acelerador (AMS). Para este estudio

fue preferible este último porque utiliza una cantidad muy pequeña de muestra y permite fechar fragmentos pequeños de carbón, mismos que abundan en la secuencia sedimentaria. Esta técnica, se ha venido utilizando cada vez más en estudios del Cuaternario reciente, principalmente en aquéllos enfocados a la reconstrucción paleoambiental (Lowe y Walker, 1997) y se basa en el decaimiento radiactivo del ^{14}C (Bradley, 1999). Las edades se establecen en años antes del presente (años AP) o en miles de años antes del presente (miles de años AP).

2.2.5.1. Datación en años calendario

A pesar de que las edades de radiocarbono se consideran edades "absolutas", se sabe que la concentración atmosférica de ^{14}C ha variado a lo largo del tiempo debido a diferentes causas ligadas entre otras a la actividad solar, a variaciones del campo magnético de la Tierra, o a interacciones entre la atmósfera, litosfera, biosfera e hidrosfera (Bradley, 1985). Ello determina que siempre existe un pequeño error en las edades de radiocarbono, mismo que se ha detectado al comparar fechamientos por radiocarbono y por otros métodos que nos ofrecen una resolución anual bien precisa. Por esta razón, muchos estudios que incluyen fechamientos por radiocarbono están optando por calibrar los resultados de los laboratorios y presentar las denominadas edades calendario, es decir, edades corregidas, que realmente representan la edad en años con respecto a la fecha actual (años cal AP).

Los años calendario son un sistema de calibración fina que nos permite calibrar la datación de radiocarbono año a año. Para esta calibración de mayor precisión se emplean sistemas de datación absoluta; comúnmente se utilizan los anillos de los árboles para llevar a cabo la calibración, pero también se emplean otros sistemas de resolución anual como son: las capas de hielo árticas, sedimentos varvados (marinos y terrestres) y registros históricos. La determinación de la calibración de la edad de radiocarbono es en principio muy sencilla. Si se tiene una medida de radiocarbono en una muestra, se busca un anillo de árbol (si la calibración se hace en base a dendrocronología) que tenga la misma proporción de radiocarbono. Puesto que la edad calendario de los anillos de los árboles se conoce, ésta entonces determina la edad de la muestra. Pero esta calibración en la práctica suele ser más complicada. Actualmente existe un gran número de programas de calibración disponibles que nos permiten hacer esta conversión de una manera rápida y sencilla. Para este trabajo, se utilizó una curva de calibración de edad de radiocarbono, la cual corresponde a la calibración absoluta de la escala de tiempo de Groenlandia, propuesta por Shackleton *et al.* (2004).

2.2.6. Análisis estadístico de los datos polínicos y granulométricos

El análisis estadístico incluyó las muestras de toda la secuencia sedimentaria, tanto las muestras del núcleo CB2 (López Higuera, 2003), como las muestras obtenidas del perfil en este estudio. Como primer paso en el análisis estadístico se computarizó una curva de edad/profundidad basándose en las dataciones de ^{14}C . Las edades de ^{14}C fueron convertidas a años calendario antes del presente (años cal AP) para ello se utilizó el programa de calibración CalPal_2004 (www.calpal.de) de Weninger *et al.* (2004). Para asignar una edad a cada muestra, se utilizó una interpolación lineal entre las edades de radiocarbono calibradas. Los datos obtenidos de polen y sedimento fueron tratados con el programa S-PLUS versión 6.0. Se utilizó este programa para llevar a cabo dos tipos de análisis: Análisis de Componentes Principales y Análisis de Agrupamiento (Análisis *Cluster*).

2.2.6.1. Análisis de Componentes Principales

El Análisis de Componentes Principales (ACP) es un método eficaz en el análisis de datos cuantitativos, ya sea continuos o discretos (Hair *et al.*, 1999). Es un modelo factorial en el que los factores se basan en la varianza total. El objetivo del ACP es resumir la información contenida en una serie de variables originales a una serie más pequeña de factores con una pérdida mínima de información. Cada factor es en realidad una combinación lineal de las variables de inicio. Los factores tienen la particularidad de no estar correlacionados entre ellos y son representados en orden descendente de variabilidad. En el ACP se usan las unidades que aparecen en la diagonal de la matriz de correlación; este procedimiento implica, por lo que se refiere al cálculo, que toda la varianza es común o compartida con las otras variables. Como resultado del análisis se pueden graficar las variables sobre los factores. Las variables con mayor carga sobre un factor son las que tienen mayor influencia sobre él y sobre un factor, las variables con igual signo están positivamente relacionadas y aquellas con signos opuestos están negativamente relacionadas. Los factores se representaron individualmente y por pares.

En total se llevaron a cabo cuatro ACP; el primero se llevó a cabo para ilustrar la correlación entre los diferentes canales que representan los diferentes tamaños de grano producidos por el Láser Coulter (apartado 3.2.2.2.). El segundo análisis consistió en correlacionar únicamente los 10 taxones de polen que se consideraron más importantes (porcentaje >1) y el tercero en correlacionar todos los taxones de polen encontrados en más de cinco niveles; y por último se realizó un cuarto ACP para correlacionar los 10 taxones de polen más importantes con el sedimento, clasificado en 11 tamaños de phi. Todos los datos fueron puestos en matrices de correlación antes de llevar a cabo los análisis. Los datos de polen

fueron ordenados como porcentajes. Debido a que se utilizó la matriz de correlación en el ACP, esto redujo la influencia de los taxones más comunes, los cuales presentaban valores mucho más altos que el resto de los taxones.

2.2.6.2. Análisis *Cluster*

El análisis *Cluster* es una denominación de técnicas multivariantes cuyo propósito principal es agrupar objetos en conglomerado, basándose en las características que poseen (Hair *et al.*, 1999). El análisis *Cluster* hace una clasificación de objetos (en este caso muestras) de tal forma que cada objeto es muy parecido a los que hay en el conglomerado con respecto a algún criterio de selección predeterminado. Los conglomerados de objetos resultantes deberían mostrar un alto grado de homogeneidad interna (dentro del conglomerado) y un alto grado de heterogeneidad externa (entre conglomerados). Por lo tanto, si la clasificación es acertada, los objetos dentro de los conglomerados estarán muy próximos cuando se representen gráficamente, y los diferentes grupos estarán muy alejados.

Para los dos análisis de agrupamiento (análisis *cluster*) que se hicieron, se utilizó el método de aglomeración jerárquica con el método de conexión de "Ward" (Ward, 1963). Esta aglomeración jerárquica consiste en la construcción de una estructura en forma de árbol (dendrograma) que permite ilustrar la obtención de los conglomerados jerárquicos. La similitud de las muestras se midió de acuerdo con el cuadrado de la "distancia euclídea", la cual es la medida de distancia recomendada para el método de análisis *cluster* de Ward.

En el primer análisis de agrupamiento que se llevó a cabo, se incluyeron todas las muestras de polen obtenidas y en el segundo se incluyeron tanto las muestras de polen como las de sedimento. Los dendrogramas obtenidos fueron divididos en diferentes grupos, de acuerdo a los conglomerados que se formaron. En Excel se graficaron los individuos o muestras que formaron cada grupo en función del tiempo. Cabe resaltar que frecuentemente en la aplicación del análisis *cluster* a datos geológicos, se utiliza una restricción estratigráfica para asegurarse de que los niveles adyacentes puedan agrupar muestras cercanas. Para nuestros fines no empleamos tal esquema, ya que lo que se quería determinar es si las muestras de la parte superior e inferior de la secuencia guardaban semejanza unas con otras.

2.2.6.3. Influjo Polínico

El influjo polínico representa el número de granos de polen acumulados en un cm² de superficie de suelo ó sedimento por año. Puede ser calculado cuando se conocen la

concentración total de polen en cada muestra y la tasa de sedimentación. Para poder determinar la concentración total de polen se utilizó la siguiente fórmula para cada muestra:

$$\text{Concentración total de polen (granos de polen/cm}^3\text{)} = (A/C)*P$$

donde **A** = Número de esporas de *Lycopodium* añadidas en el tratamiento de la muestra, **C** = Número de esporas de *Lycopodium* contadas en la lámina y **P** = Número de granos de polen contados en la lámina.

La tasa de sedimentación fue determinada por la curva de edad/profundidad (Figura 20). Una vez obtenidos estos parámetros anteriores podemos calcular el influjo por:

$$\text{Influjo polínico} = CP*S$$

donde **CP**= concentración de polen (granos/cm³) y **S** = tasa de sedimentación (cm/año).

Puede calcularse la concentración total de polen, pero también la concentración de polen de cada uno de los taxones para cada nivel, dado que conocemos los porcentajes de éstos con respecto al total polínico. Con estos datos pueden tratarse diagramas de influjo polínico, que se asemejan en su presentación a los diagramas de porcentajes. La ventaja que presentan estos diagramas de influjo polínico, es que el registro de un taxón no está influenciado por las variaciones en la abundancia de otros taxones. De este modo, el influjo puede proporcionar información relacionada con la productividad de polen y densidad de vegetación en el paisaje, aunque los factores asociados con los procesos de sedimentación en la cuenca necesitan también ser considerados.

CAPITULO 3. Resultados

El presente estudio se basó en el análisis del sedimento del perfil CBP que aflora en la cuenca de El Aguaje del Caballito Blanco. Sin embargo, se han incorporado a este estudio los resultados obtenidos del núcleo CB2 (López Higuera, 2003) con el objeto de dar una mejor interpretación a los resultados obtenidos en toda la secuencia de sedimentos que rellenan la cuenca.

3.1. *Litología de la secuencia de sedimentos de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco"*

En la Figura 3 se presenta la columna litológica de la cuenca de El Aguaje del Caballito Blanco. La columna fue dividida en trece unidades de acuerdo a los cambios observados en la sedimentación. El primer metro, comenzando por la base, corresponde al núcleo CB2 de sedimento que no aflora y que se obtuvo por sondeo (unidades A, B y C), cuya litología ha sido descrita por López Higuera (2003). Cabe mencionar que en este trabajo se tomaron las profundidades del núcleo de manera ascendente, colocando nuestro cero en la base, para dar continuidad a la secuencia completa de sondeo y perfil. De esta manera los intervalos de profundidad de las trece unidades quedarían de la siguiente manera:

Unidad A : (intervalo de 0 a 35.6 cm de altura) corresponde a la parte inferior del núcleo CB2.

Esta unidad está en discordancia sobre el basamento.

Unidad B : (intervalo de 35.6 a 78 cm de altura) parte media del núcleo CB2.

Unidad C : (intervalo de 78 a 101 cm de altura) parte superior del núcleo CB2. Esta unidad también aflora en el perfil.

Unidad D: (intervalo de 101 a 125 cm de altura) formada por intercalaciones de arena muy fina, no consolidada y limo de color gris verdoso con abundantes fragmentos de carbón de 0.5 a 4 mm de diámetro. Hacia la parte media de esta unidad, la arena es más amarilla y a medida que se llega a los 125 cm desaparece el gris verdoso y el sedimento es más fino; marcando una transición a limo fino amarillo oxidado.

Unidad E: (intervalo de 125 a 145 cm de altura) compuesta por limo fino de color amarillo con óxidos de hierro y abundantes fragmentos de roca angulosos de 0.5 mm hasta 1 cm. A los 138 cm se encuentra un nivel orgánico de 2 mm de espesor y a los 144 cm se observa otro nivel orgánico muy marcado de 1 cm de espesor.

Unidad F: (intervalo de 145 a 155 cm de altura) se constituye por limo muy fino de color amarillo intercalado con limo negro orgánico presentando cierta estratificación ondulada. Hacia la base de la unidad los sedimentos son más carbonosos.

Unidad G: (intervalo de 155 a 187 cm de altura) incluye intercalaciones de arena gruesa a fina gravosa y limo café oscuro con óxidos de fierro y abundantes fragmentos de roca hasta 7 cm, cristales de yeso <1 cm, y fragmentos de carbón de 0.3 mm a 6 mm.

Unidad H: (intervalo de 187 a 195 cm de altura) compuesta por arena fina y limo medio a fino de color beige. A los 193 cm se observa un nivel orgánico muy marcado de 1 cm de espesor.

Unidad I: (intervalo de 195 a 254 cm de altura) se constituye por limo grueso y medio amarillo muy oxidado, con fragmentos de roca de 0.5 mm a 1.5 cm y fragmentos de carbón de 0.3 mm a 0.7 mm. A lo largo de esta unidad se encuentran niveles orgánicos subhorizontales que se acuñan, óxidos de fierro con yeso, y algunas raíces jóvenes (posiblemente de *Juniperus*).

Unidad J: (intervalo de 254 a 267 cm de altura) los primeros 7 cm (261 cm de profundidad), son de arena muy fina amarilla muy oxidada. Y a partir de los 261 cm se tiene la misma arena amarilla pero sin oxidación.

Unidad K: (intervalo de 267 a 292.5 cm de altura) se presenta un cambio de limo medio a arena muy fina, con algunos fragmentos de roca de 0.5 mm hasta 3 cm hacia la parte superior de la unidad. Un nivel orgánico aparece a los 292 cm de 0.5 mm de espesor y algunas raíces jóvenes.

Unidad L: (intervalo de 292.5 a 330 cm de altura) de 292.5 hasta 300 cm se tiene limo grueso a medio de color amarillo y a partir de 300 cm hacia la cima cambian a arena fina. Esta unidad es muy similar a la unidad J, la única diferencia es que ésta no presenta fragmentos de roca.

Unidad M: (intervalo de 330 a 450 cm de altura) corresponde a un suelo negro muy orgánico que se encuentra en discordancia con los sedimentos de la cuenca. Presenta abundantes cantos centimétricos de 3 cm a 6 cm y abundantes raíces de *Juniperus*. Los cantos disminuyen hacia la superficie.



3.2. Análisis granulométrico

Los valores obtenidos de los parámetros estadísticos del tamaño de grano, *media* (M), *desviación estándar* (σ) y *sesgo* (Sk) de las muestras de la secuencia de El Aguaje del Caballito Blanco, que se obtuvieron utilizando los procedimientos propuestos por Folk y Ward (1957), se muestran en la Tabla 5.

El equivalente en escala phi (Φ) nos indica que el tamaño de grano corresponde a arena fina (2 a 3 Φ), arena muy fina (3 a 4 Φ), limo grueso (4 a 5 Φ), limo medio (5 a 6 Φ) y limo fino (6 a 7 Φ), y que el grado de clasificación en el tamaño de grano, varía de muy mal clasificado a muy bien clasificado (Fig. 4). Los limos medios de la porción superior en la secuencia, muestran la mejor clasificación (Grupo B). Los valores del sesgo indican que muchas de las muestras presentaron una distribución casi igual de partículas finas y gruesas, valores de phi alrededor de cero. Sin embargo, en algunas muestras se presentó un exceso de partículas finas (valores de phi positivos) y en muy pocas muestras se presentó un exceso en partículas gruesas (valores negativos de phi), en particular en muestras de arena.

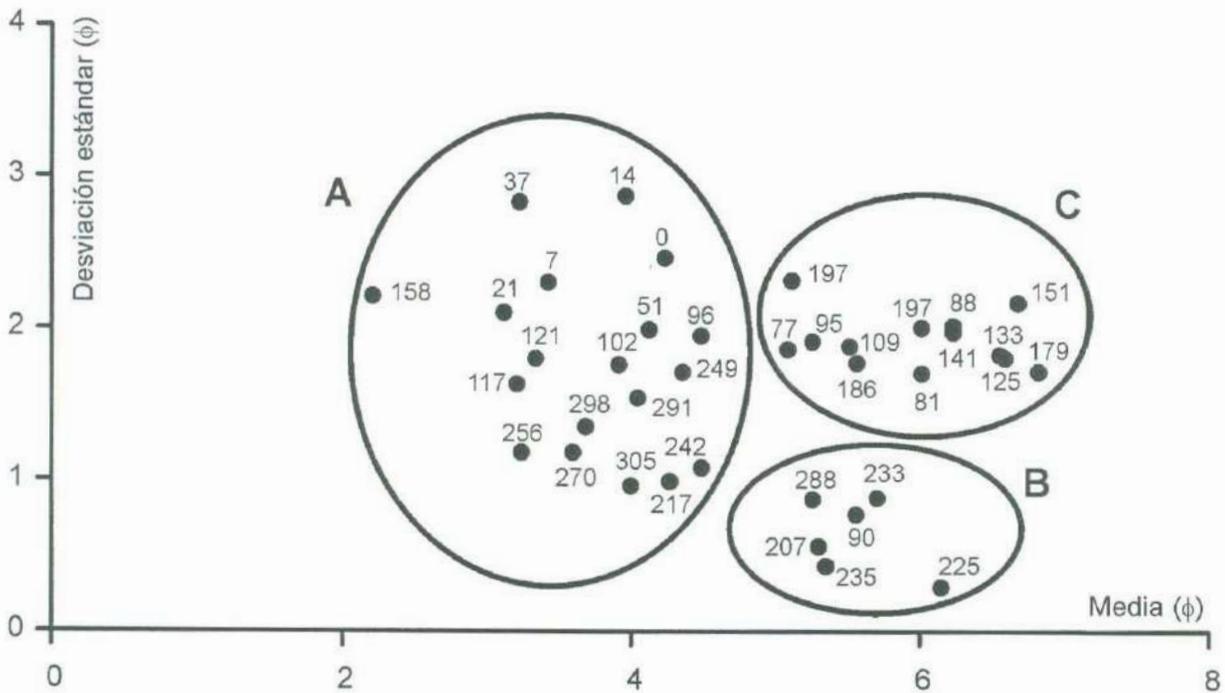


Figura 4. Relación entre la media y desviación estándar del tamaño de grano de las muestras de la secuencia de sedimentos de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco" analizadas por Láser Coulter. Los círculos A, B y C agrupan las muestras con valores semejantes de media y desviación estándar. A = arena muy fina a fina, B = limo medio y C = limo medio a fino.

Tabla 5. Grado de clasificación del sedimento mediante los parámetros estadísticos: media (M), desviación estándar (σ) y sesgo (SK) de las muestras de la secuencia de la Cuenca El Aguaje del Caballito Blanco, analizadas por contador Láser Coulter.

(cm)	Media Phi (Φ)	Desviación Estándar Phi (Φ)	Sesgo Phi (Φ)	Interpretación sedimentológica
305	4.00	0.96	0.25	Limo grueso, moderadamente clasificado, sesgado hacia los finos
298	3.69	1.35	0.17	Arena muy fina, mal clasificada, sesgado hacia los finos
291	4.05	1.54	-0.17	Limo grueso, mal clasificado, sesgado hacia los gruesos
288	5.26	0.87	0.00	Limo medio, moderadamente clasificado, asimétrico
270	3.60	1.18	0.18	Arena muy fina, mal clasificada, sesgado hacia los finos
256	3.24	1.18	0.41	Arena muy fina, mal clasificada, e sesgado hacia los finos
249	4.36	1.71	-0.16	Limo grueso, mal clasificado, sesgado hacia los gruesos
242	4.49	1.08	-0.02	Limo grueso, mal clasificado, simétrico
235	5.35	0.43	0.17	Limo medio, bien clasificado, sesgado hacia los finos
233	5.71	0.88	-0.01	Limo medio, moderadamente clasificado, simétrico
225	6.15	0.29	0.09	Limo fino, muy bien clasificado, simétrico
217	4.27	0.99	-0.05	Limo grueso, moderadamente clasificado, simétrico
207	5.30	0.56	0.06	Limo medio, moderadamente bien clasificado, simétrico
197	5.12	2.31	-0.05	Limo medio, muy mal clasificado, simétrico
186	5.57	1.77	0.14	Limo medio, mal clasificado, sesgado hacia los finos
179	6.83	1.71	0.06	Limo fino, mal clasificado, simétrico
158	2.21	2.21	0.61	Arena fina, muy mal clasificada, sesgado hacia los finos
151	6.69	2.16	0.04	Limo fino, muy mal clasificado, simétrico
144	6.24	2.01	0.09	Limo fino, muy mal clasificado, simétrico
141	6.24	1.97	0.09	Limo fino, mal clasificado, simétrico
133	6.56	1.82	0.07	Limo fino, mal clasificado, simétrico
125	6.60	1.80	0.15	Limo fino, mal clasificado, sesgado hacia los finos
121	3.34	1.80	-0.13	Arena muy fina, mal clasificada, sesgado hacia los gruesos
117	3.21	1.63	-0.20	Arena muy fina, mal clasificada, sesgado hacia los gruesos
109	5.52	1.88	-0.17	Limo medio, mal clasificado, sesgado hacia los gruesos
102	3.92	1.76	-0.15	Arena muy fina, mal clasificada, sesgado hacia los gruesos
96	4.49	1.95	0.17	Limo grueso, mal clasificado, sesgado hacia los finos
95	5.26	1.91	0.14	Limo mediano, mal clasificado. Sesgado hacia los finos
90	5.56	0.77	-0.98	Limo mediano, moderadamente clasificado. Muy sesgado hacia los gruesos
88	6.02	2.00	0.04	Limo fino, mal clasificado, simétrico
81	6.02	1.70	0.16	Limo fino, mal clasificado, sesgado hacia los finos
77	5.09	1.86	-0.01	Limo mediano, mal clasificado. Simétrico
51	4.13	1.99	0.19	Limo grueso, mal clasificado. Sesgado hacia los finos
37	3.23	2.83	-0.12	Arena muy fina, muy mal clasificada. Sesgado hacia los gruesos
21	3.12	2.10	0.53	Arena muy fina, muy mal clasificada. Extremadamente sesgado hacia los finos
14	3.97	2.87	-0.09	Arena muy fina, muy mal clasificada. Simétrico
7	3.43	2.30	0.44	Arena muy fina, muy mal clasificada. Sesgado hacia los finos
0	4.24	2.46	0.03	Limo grueso, muy mal clasificado. Simétrico

En la figura 5 se puede observar que los sedimentos que conforman la secuencia están compuestos esencialmente por intercalaciones de arena y limo, siendo el limo el que más predomina en la secuencia; mientras que la arena es más abundante en la parte inferior y superior de la misma. En algunos niveles, en especial donde predomina el limo fino, se presenta una cierta fracción de arcilla. Esta arcilla fue determinada utilizando difracción de rayos-X (Moore y Reynolds, 1989), en el estudio previo llevado a cabo por López Higuera (2003) donde se analizaron tres niveles de la secuencia (70, 88, y 95 cm de altura), y se pudo determinar que la arcilla que está presente en estos niveles es del grupo de la montmorillonita.

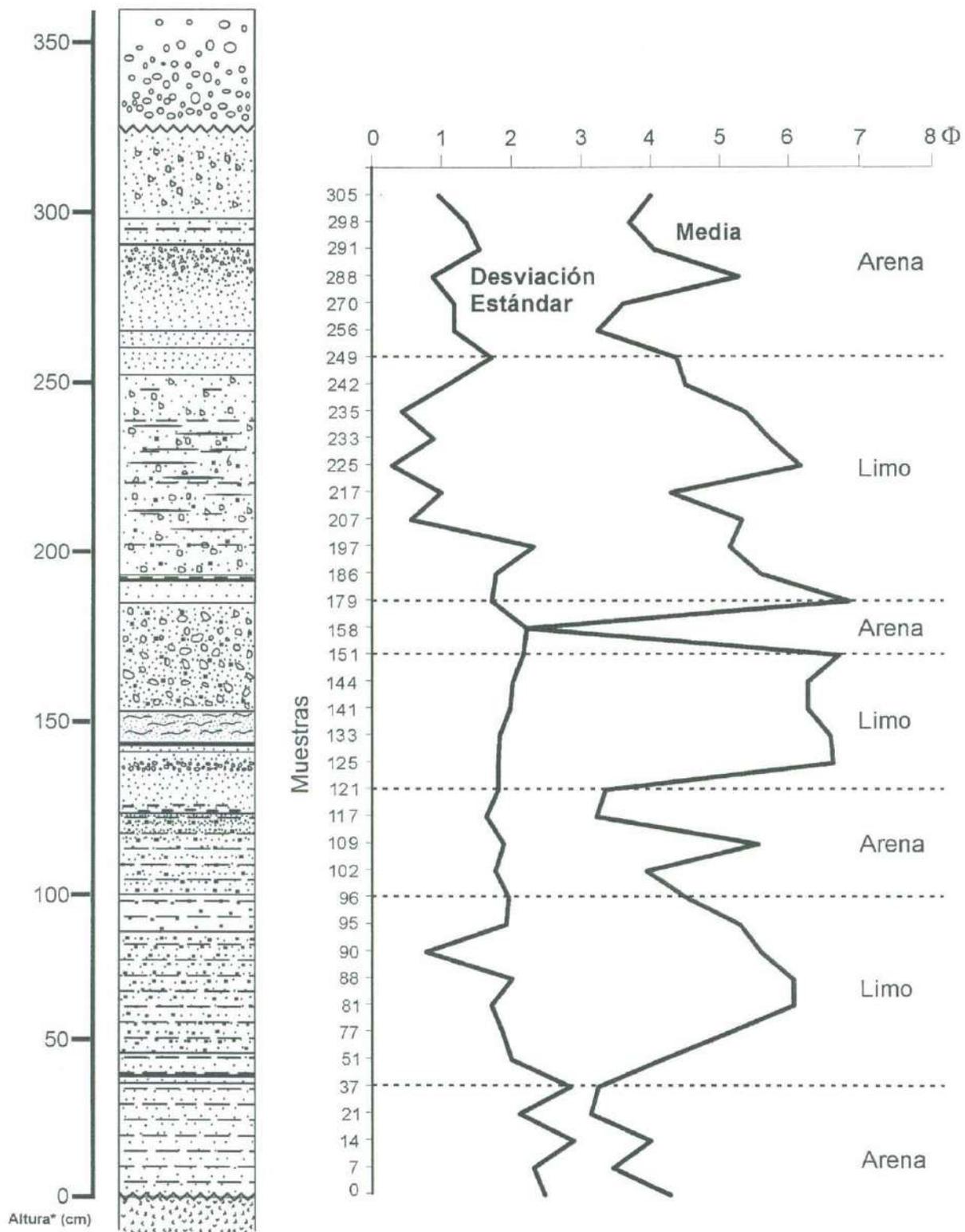


Figura 5. Columna litológica, media y desviación estándar en unidades phi (Φ) del tamaño de grano de las muestras de sedimento de la secuencia de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco". * Altura desde la base de la secuencia.

3.3. Contenido de Materia Orgánica, Humedad y Pérdida por ignición a 1000° C

Los porcentajes obtenidos del análisis de materia orgánica, humedad y la pérdida por ignición a 1000°C se muestran en la Tabla 6, junto con los resultados de materia orgánica y humedad del núcleo CB2 (López Higuera, 2003). La pérdida a 1000° C en la parte inferior del núcleo CB2 no fue analizada.

Tabla 6. Contenido de materia orgánica, humedad y H₂O de la red cristalográfica de arcilla y otros minerales obtenido por el método de pérdida por ignición para las muestras de sedimento de la secuencia de la Cuenca el Aguaje del Caballito Blanco.

Muestra (Altura en cm)	Peso Crisol (1000°C) (g)	Peso del Sedimento (g)	Peso del crisol + sedimento (g)	Peso (g) 100°C	Peso (g) 550°C	Peso (g) 1000°C	% Humedad (100°C)	% Materia Orgánica (550°C)	% H ₂ O de la red cristal. de arcillas y otros minerales (1000° C)
321	4.015	1.4363	5.4543	5.1367	5.0838	5.0669	21.8578	4.9702	1.5812
305	4.7037	1.4203	6.124	6.0458	5.9967	5.9792	5.5059	3.6584	1.3534
298	4.2726	1.1835	5.4561	5.1012	5.065	5.0493	29.9873	4.3688	1.9813
291	4.6615	1.5844	6.2459	6.0428	5.9706	5.943	12.8167	5.2270	2.1083
288	4.4259	1.63	6.0559	5.9358	5.8588	5.8322	7.3681	5.2321	1.7192
270	9.3205	1.7949	11.1154	10.6246	10.5699	10.5482	27.3441	4.1945	1.7368
256	9.2466	1.864	11.1126	10.696	10.6345	10.6156	22.3498	4.2490	1.3637
249	8.1357	1.6295	10.0652	9.4522	9.383	9.3609	31.7699	5.2584	1.7718
242	8.4315	1.6256	10.0571	9.9298	9.8494	9.8219	7.8310	5.3661	1.9395
235	8.9467	1.2205	10.1662	10.0464	9.9947	9.976	10.0615	4.7098	1.7878
233	9.7738	1.8073	11.5811	10.9441	10.885	10.8633	35.2459	5.0500	1.9528
225	8.8946	1.5306	10.4254	9.8525	9.8026	9.7847	37.4249	5.2093	1.9714
217	8.0867	0.8751	8.9618	8.8863	8.8477	8.833	8.6276	4.8274	1.9317
207	9.0845	1.1456	10.2301	10.1367	10.0931	10.0753	8.1529	4.1437	1.7648
197	4.735	1.2614	5.9964	5.6723	5.6261	5.6069	25.6937	4.9291	2.1546
186	4.2254	1.2535	5.4789	5.3751	5.31	5.2663	8.2808	5.6623	2.1851
179	4.015	1.4515	5.4665	5.1083	5.0605	5.0438	24.8157	4.1968	1.5973
158	4.7036	2.1801	6.8837	6.7049	6.6538	6.632	8.2015	2.5533	1.1176
151	4.428	1.671	6.097	5.8268	5.5684	5.5489	28.1388	4.8634	1.7069
144	4.6616	1.4465	6.1081	6.0058	5.9259	5.9022	7.0722	5.9441	1.8748
141	4.2726	1.603	5.8756	5.3284	5.2809	5.2608	34.1380	4.4990	1.9935
133	9.3208	1.5742	10.895	10.3691	10.3216	10.3034	33.4074	4.5311	1.8185
125	8.9489	1.4391	10.388	9.9093	9.8701	9.8526	33.2638	4.0816	1.8780
121	8.4316	1.3805	9.8121	9.362	9.3259	9.3088	32.6041	3.8801	1.9121
117	8.136	1.3472	9.4832	9.0148	8.9766	8.959	34.7684	4.3468	2.0937
109	9.2467	0.9404	10.1861	10.0765	10.0299	10.0096	11.8736	5.6294	2.5986
102	9.7738	1.229	11.0028	10.9099	10.8431	10.8181	7.5590	5.8798	2.3380
95	8.8945	0.9737	9.8682	9.7815	9.6168	9.5796	10.9582	16.6897	5.1502
90	9.2369	1.2563	10.4932	10.245	10.1408		19.7564	10.3363	
88	8.0868	1.1478	9.2346	9.0901	9.0167	8.9915	12.5663	7.3159	2.7100
81	9.085	1.8015	10.8865	10.7563	10.6659	10.6285	7.2273	5.4090	2.3657
77	8.9383	0.6157	9.554	9.4859	9.4269		11.0606	10.7743	
51	10.3673	1.2599	11.6272	11.4225	11.3699		16.2473	4.9943	
37	8.4662	1.3195	9.7857	9.7029	9.6557		6.2751	3.8188	
21	9.7623	1.2056	10.9679	10.8672	10.8506		6.6938	3.2536	
14	12.9271	0.97	13.8971	13.8579	13.8333		4.0412	2.6429	
7	8.4215	0.5969	9.0184	8.9634	8.9564		5.8636	4.8051	
0	8.8641	0.949	9.8131	9.7715	9.7228		6.4910	5.4879	

la base de la secuencia, respectivamente. Estos máximos en materia orgánica corresponden a los niveles de sedimento fino donde se determinó arcilla del tipo montmorillonita (López Higuera, 2003), lo cual puede explicar que se presenten porcentajes más elevados en estos niveles, que en el resto de la secuencia. La curva que representa la pérdida a 1000° C (H₂O de la estructura mineral de la arcilla) no presenta muchas variaciones a excepción de un valor

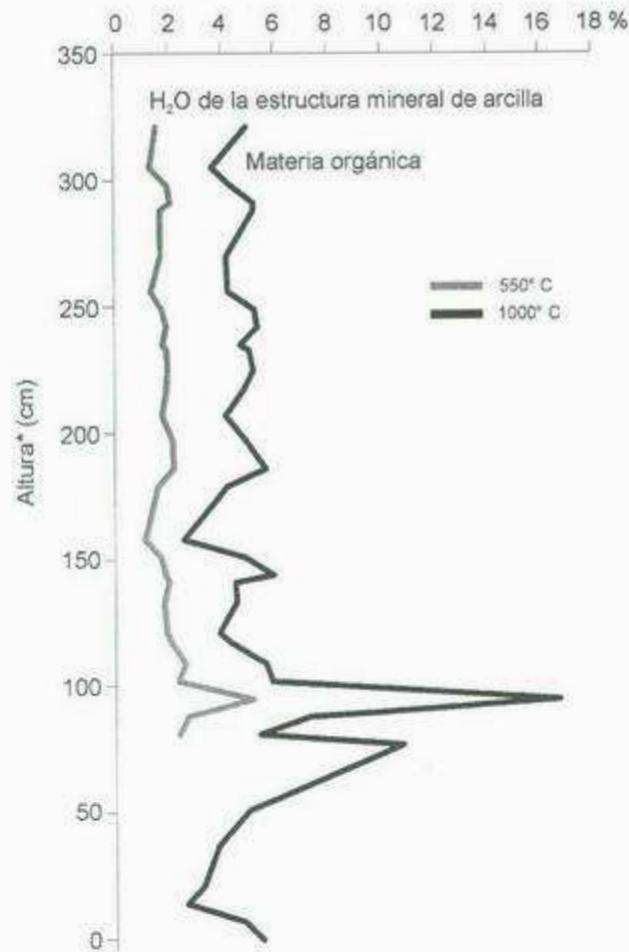


Figura 6. Curvas de porcentajes de materia orgánica y H₂O de la estructura mineral de arcilla y otros minerales obtenidos por el método de pérdida por ignición de las muestras de sedimento de la secuencia de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco". * Altura desde la base de la secuencia.

Como se puede observar en la Figura 6 en general, la curva de materia orgánica (550° C) y la pérdida por ignición a 1000° C siguen una tendencia muy parecida. El contenido de materia orgánica se distribuye en relación directa con los niveles de sedimento más fino. Los valores más bajos se presentan en sedimentos gruesos. Los porcentajes más altos en materia orgánica de 10.3, 10.8 y 16.7% se presentan en las muestras a 77, 90 y 95 cm de altura desde la base de la secuencia, respectivamente. Estos máximos en materia orgánica corresponden a los niveles de sedimento fino donde se determinó arcilla del tipo montmorillonita (López Higuera, 2003), lo cual puede explicar que se presenten porcentajes más elevados en estos niveles, que en el resto de la secuencia. La curva que representa la pérdida a 1000° C (H₂O de la estructura mineral de la arcilla) no presenta muchas variaciones a excepción de un valor mínimo del 1% a 158 cm de altura, mismo nivel donde la curva de materia orgánica también disminuye obteniendo su valor más bajo de toda la secuencia de 2%. Este mínimo en las dos

curvas corresponde con el nivel de sedimento más grueso en la secuencia (unidad G, apartado 3.1.). Otra variación que presenta esta curva un máximo de 5% a 95 cm de altura, el cual coincide con el máximo porcentaje de materia orgánica. Este incremento también está correlacionado con la presencia de arcillas a ese nivel. Como se mencionó en la metodología, la mayoría de las arcillas contienen alrededor del 5% de agua en su red cristalográfica la cual no es eliminada hasta que la muestra es calentada arriba de 550-1000° C (Grim, 1953). Por lo tanto, nuestras muestras con componentes arcillosos altos, en la ignición a 550-1000° C perdieron una cierta cantidad de agua de la estructura mineral de las arcillas (Dean, 1974).

Hay que considerar con precaución los resultados obtenidos del contenido de humedad en las muestras, ya que aquellas que se tomaron en el perfil estuvieron más expuestas a factores ambientales, que las muestras del núcleo. La humedad obtenida de las muestras analizadas puede entonces estar en parte determinada, por procesos climáticos recientes. No obstante, los valores de humedad obtenidos del núcleo son de manera general inferiores a los del perfil. Atribuimos este hecho a que cuando se muestreó para obtener el contenido de humedad del núcleo, este último había perdido gran parte de la humedad que se observaba al momento del sondeo.

3.4. Cronología de la secuencia de sedimentos de la cuenca El Aguaje del Caballito Blanco

Las edades obtenidas por radiocarbono de cuatro muestras de la secuencia se muestran en la Tabla 7. La muestra 3 de 34600 ± 700 AP a 96 cm de altura con respecto a la base de la secuencia, corresponde a la primera fecha obtenida en la secuencia por López Higuera (2003). Posteriormente se fecharon las partes basal y superior de la secuencia, muestras 1 y 4 respectivamente. Debido a que la edad registrada en la base de la secuencia (muestra 1) resultó ser más joven que la muestra 3, se mandó fechar un nivel intermedio entre ambas muestras. La edad reportada por esta muestra (muestra 2) fue de 26340 ± 160 AP es decir, también más joven que la muestra 3, y en congruencia con las muestras 1 (31390 ± 350 AP) y 4 (15740 ± 70 AP). Dado que la muestra 3 no era compatible con las otras dataciones, se volvió a fechar una parte restante del material tomado en ese mismo nivel, con el propósito de verificar si había un error en la datación de la muestra 3.

Las edades resultantes de este nuevo análisis fueron más recientes: la muestra 3a registró un edad de 30960 ± 240 AP y la muestra 3b de 31110 ± 310 AP; ambas fechas resultaron del orden de la edad obtenida en la base. Con estos resultados se pudo inferir que el nivel en que se tomó la muestra 3 se encuentra mezclado: las edades obtenidas, que fueron diferentes

entre sí, indican una mezcla de carbones de diferentes edades dentro de la misma muestra. Por lo mismo, sólo las edades de las muestras 1, 2 y 4 fueron consideradas a la hora de elaborar una curva cronológica.

Tabla 7. Edades de radiocarbono de las muestras de la secuencia de la Cuenca El Aguaje del Caballito Blanco. *Altura desde la base de la secuencia.

Número de muestra	Altura* (cm)	Edad de radiocarbono	Laboratorio (código)
4	288	15740 +/- 70 AP	Beta - 184901
3	96	34600 +/- 700 AP	Beta - 170379
3a		30960 +/- 240 AP QA - 672A	
3b		31110 +/- 310 AP QA - 672B	
2	57	26340 +/- 160 AP	Beta - 190463
1	2	31390 +/- 350 AP	Beta - 184900

3.5. Lluvia Polínica Actual

El análisis de lluvia polínica actual se llevó a cabo con el propósito de comparar e interpretar los cambios de vegetación observados en el registro fósil. Para este estudio se analizaron 6 muestras de superficie (Tabla 8) colectadas a lo largo de un transecto altitudinal de vegetación. Sólo cinco muestras presentaron contenido polínico. La muestra 2 (1607 m de altitud) resultó ser una muestra estéril.

Los porcentajes obtenidos de las cinco muestras de superficie se presentan en el diagrama polínico (Figura 7). En este diagrama se muestran las frecuencias de los diferentes taxones de polen encontrados, de los cuales *Quercus* (encino), *Pinus* (pino) y en menor proporción Poaceae (zacates) son los mejor representados. En total se identificaron 23 tipos de polen y tres tipos de esporas triletas de pteridofitas. Los taxones *Quercus* y *Pinus* se encuentran caracterizando el estrato arbóreo de bosque, mientras que Poaceae y Asteraceae (Tubuliflorae) distinguen a la población no arbórea. De acuerdo a los granos de polen dominantes en cada espectro, el diagrama polínico fue dividido en tres grupos.

Tabla 8. Características de las muestras de lluvia polínica actual de la Cuenca El Aguaje del Caballito Blanco.

Número de muestra	Altitud (m)	Características del sitio de muestreo	Tipo de muestra	Vegetación
6	1790	Bosque de pino - encino (cima del cerro)	Hojarasca	<i>Pinus</i> y <i>Quercus</i> dominantes. En el sustrato no arbóreo predominan Poaceae y en menor proporción se encuentran <i>Euphorbia</i> (<i>E. colorata</i>), Orchidaceae y Asteraceae (Tubuliflorae).
5	1768	Bosque de pino - encino	Hojarasca	<i>Pinus</i> y <i>Quercus</i> dominantes. De manera dispersa se presentan <i>Arctostaphylos</i> y en el estrato no arbóreo predomina Poaceae.
4	1720	Bosque de encino	Hojarasca y musgo	<i>Quercus</i> dominante y de manera dispersa <i>Pinus</i> . En el estrato no arbóreo predomina Asteraceae (Tubuliflorae), Chenopodiaceae, Lamiaceae (<i>Teucrium</i>), Papilionaceae tipo <i>Vicia</i> , <i>Opuntia</i> , alguna Pteridophyta y en baja proporción Poaceae. Por arriba de 1730 m comienza a aparecer madroño (<i>Arbutus xalapensis</i>).
3	1700	Pradera	Suelo y bases de gramíneas	Límite del encinar. De manera muy dispersa se encuentra <i>Pinus</i> y <i>Juniperus</i> . El sustrato no arbóreo está compuesto por Asteraceae, <i>Hypericum</i> , <i>Polygonum</i> , <i>Ipomoea</i> y Polygonaceae (<i>Rumex</i>).
2	1607	Pradera	Musgo	Pradera con Poaceae, Cyperaceae, Asteraceae, Caryophyllaceae (<i>Paronychia</i>), <i>Galium</i> y <i>Juniperus</i> dispersos. El límite de bosque se encuentra a 14 m.
1	1600	Pradera (lo más abierto de la pradera)	Suelo y bases de gramíneas	Pradera con Poaceae, Asteraceae (Tubuliflorae) y de manera dispersa se encuentran <i>Juniperus</i> , Cyperaceae, Papilionaceae, <i>Ipomoea</i> , Lamiaceae (<i>Teucrium</i>). Alrededor de la pradera predomina <i>Quercus</i> .

Grupo 1: este grupo está formado por los dos primeros espectros en el diagrama polínico (1600 y 1700 m de altitud). Estas muestras representan la zona de pastizal en la región de la cuenca. El polen de Poaceae es el taxón principal que caracteriza este grupo con un porcentaje del 25% en el paisaje más abierto y disminuye gradualmente a un 12% hacia el límite de bosque. De igual manera, Asteraceae (Tubuliflorae) es otro taxón predominante en este grupo con un porcentaje de 20%. Otros taxones que aparecen en la zona más abierta de la pradera con porcentajes inferiores al 2 y 1% son Apiaceae, *Bursera microphylla*, Chenopodiaceae, *Dalea*, *Artemisia*, y con porcentajes entre 5 y 4% esporas de *Selaginella* y *Triletes* respectivamente. Legando al límite de bosque están presentes otros taxones, la mayoría herbáceos como: Caryophyllaceae, Malpighiaceae, *Ambrosia*, *Berberis*, Cyperaceae, *Euphorbia*, Fabaceae, Lamiaceae y Ulmaceae con porcentajes entre 4 y 2%; las esporas de *Pellaea* aparecen con un 6% y las *Triletes* se incrementan alcanzando un valor de 7%. Las especies arbóreas que aparecen con valores relativamente altos son *Quercus* y *Pinus* con

porcentajes de 30 y 15% respectivamente. Los valores altos (8%) en Cupressaceae, al igual que *Alnus* con un 2% a 1700 m de elevación, indican la predominancia de estas especies en la zona de transición entre el bosque de encino y el pastizal. El porcentaje tan alto registrado en el polen de *Quercus* y *Pinus* dentro de la zona de pastizal, refleja la capacidad alta de producción de polen en estas especies y su fácil dispersión por viento.

Grupo 2: está constituido por el espectro a 1720 m de altitud. Este grupo corresponde a la vegetación de bosque de encino (*Quercus*) que predomina en la cuenca. El porcentaje de polen de *Quercus* en este grupo es del 50%, registrando un valor más alto dentro del bosque con *Pinus* (Grupo 3). Está seguido por el polen de *Pinus* que alcanza un porcentaje de 30% (obteniendo un porcentaje menor en el bosque de pino-encino). Dentro de los taxones herbáceos y arbustivos registrados se encuentran: Chenopodiaceae, *Oligomeris*, *Ambrosia* y Poaceae. Las Cupressaceae disminuyen considerablemente alcanzando un porcentaje de 3%.

Grupo 3: este grupo está conformado por los dos últimos espectros (1768 y 1790 m de altitud) y representan la vegetación de bosque de pino-encino (*Pinus* y *Quercus*). Sin embargo, hay que tener en cuenta que la muestra a 1768 m de altitud fue muy pobre en contenido polínico y sólo presenta los tres taxones dominantes. Este grupo se distingue del anterior por tener mayor proporción de Cupressaceae, Chenopodiaceae y *Ambrosia*, probablemente el reflejo de la mayor proximidad de este sitio a la ladera. Aunque nos encontramos dentro del bosque dominado por el pino, los porcentajes en el polen de encino (alrededor del 60%) son mucho mayores que los del pino (porcentajes entre 15 y 30%). El bosque de pino-encino en la región de El Kípor se localiza por arriba de los 1700 m de altitud con densidad mayor en las laderas norte llegando a los 1800 m de elevación, siempre rodeado por la población de encinos. Por lo tanto, la topografía del lugar, la influencia de los vientos y la alta capacidad de producción de polen de encino, facilitan su dispersión.

La muestra de altitud mayor (alrededor de los 1790 m de elevación) presenta otros taxones con porcentajes entre 3 y 1% como: *Alnus*, *Bursera microphylla*, Cupressaceae, Caryophyllaceae, Crassulaceae, Chenopodiaceae, *Oligomeris*, *Typha*, *Ambrosia*, *Artemisia*, Asteraceae (Tubuliflorae), Fabaceae y esporas de *Selaginella* y *Triletes*.

Todas las muestras tienen un número pequeño de taxones, pero los resultados del transecto polínico son muy representativos de la vegetación actual, en particular en lo referente a los taxones dominantes.

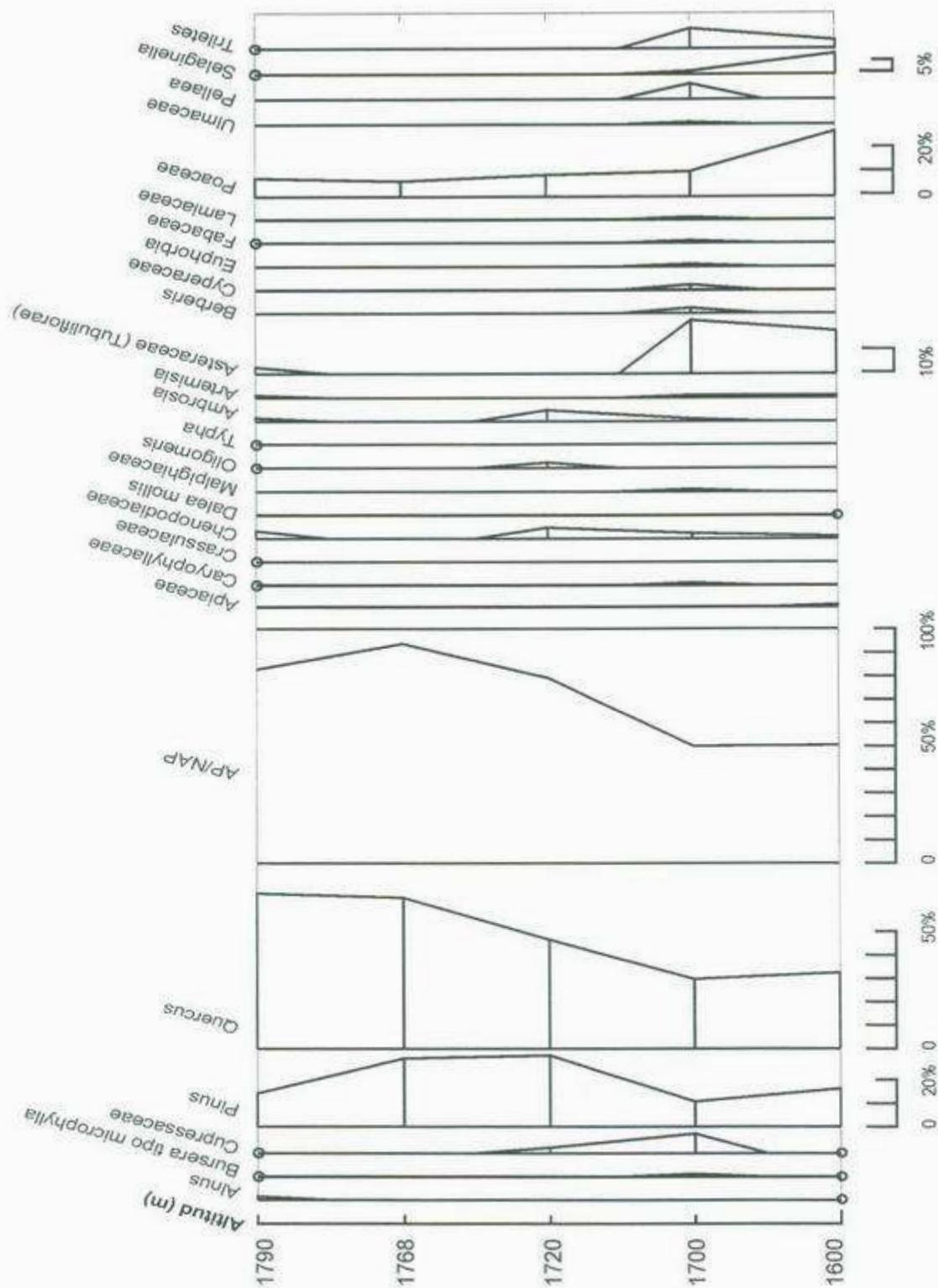


Figura 7. Diagrama de lluvia polínica actual del transecto altitudinal de vegetación de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco". Los círculos en el diagrama indican un porcentaje de polen inferior al 1%.

3.6. Estudio polínico de muestras fósiles

El estudio polínico se realizó con el fin de ver los cambios en la vegetación que cubrió la cuenca durante el periodo de sedimentación. La figura 8 muestra el diagrama polínico obtenido de la secuencia de sedimentos de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco". Este diagrama presenta las frecuencias relativas de los taxones determinados en las distintas muestras de sedimento.

En total se identificaron 61 taxones de polen y tres tipos de esporas de helechos (Pteridophyta). Los taxones dominantes en el diagrama fueron: *Pinus*, *Quercus* y *Poaceae*. Los taxones *Pinus* y *Poaceae* presentaron frecuencias muy altas, las cuales superan el 60% en algunos niveles. Los porcentajes más altos de *Quercus* fueron del 15%.

Los taxones polínicos que presentaron porcentajes entre 5 y 10% fueron: *Cupressaceae*, *Picea*, *Ambrosia*, *Artemisia*, *Asteraceae* (Tubuliflorae) y *Cyperaceae*. El resto de los taxones presentaron porcentajes inferiores al 1 y 2% del total de granos de polen.

Los niveles polínicos se agruparon en base a la similitud de los conjuntos de polen. Los grupos formados fueron denominados zonas polínicas. En el diagrama se identificaron ocho zonas polínicas principales, de las cuales las primeras cuatro 1, 2, 3 y 4 corresponden al núcleo CB2 (una descripción más detallada de estas zonas se encuentra en López Higuera, 2003). El intervalo de edad asignado a cada zona fue obtenido mediante la interpolación lineal entre las edades de radiocarbono calibradas (apartados 2.2.5 y 3.8.1) cuyas fechas se discuten en el Capítulo 4. A continuación se describen cada una de las zonas.

Zona 1 (31,400 - 30,800 ¹⁴C AP; 0-7 cm de altura). Esta zona constituye la parte basal de la secuencia y se encuentra en discordancia sobre el basamento. Está caracterizada por porcentajes altos de *Pinus* (pino) con valores superiores al 50%. Las frecuencias polínicas de *Quercus* (encino) son inferiores a las de *Pinus* presentando un porcentaje del 6%. Otros taxones que se encuentran en esta zona con frecuencias inferiores al 5% y de importancia para este estudio, ya que actualmente no se encuentran en la región de la cuenca son: *Abies*, *Pseudotsuga* y *Picea*. Este último género actualmente no está referenciado en Sonora. *Abies* se localiza en Mesa del Campanero, Sonora; sitio cercano al límite con Chihuahua (Felger *et al.*, 2001) y *Pseudotsuga* es relativamente común en las montañas altas de Chihuahua (Martin *et al.*, 1998). En las muestras de lluvia polínica actual de la localidad de El Kípor (Fig. 7), no se registró ningún grano de polen perteneciente a estos tres taxones. La distribución de estas especies actualmente se restringe en general a elevaciones mayores, por arriba de los 2000 metros de altitud (Martin *et al.*, 1998; Rzedowski, 1994).

Zona 2 (30,800 - 27,200 ¹⁴C AP; 7-48 cm de altura). Los porcentajes de pino en esta zona son más bajos a comparación con la zona 1. El polen de Poaceae obtiene su mayor valor del 50% cuando *Pinus* disminuye. El polen de *Quercus* varía entre 10 y 15%. La familia Cupressaceae presenta pequeños máximos de 2 y 5%. Los taxones *Abies*, *Picea* y *Pseudotsuga* también están presentes. El polen de *Picea* obtiene porcentajes relativamente altos de 4 y 6%.

Zona 3 (27,200 – 25,500 ¹⁴C AP; 48-77 cm de altura). La característica más importante en esta zona, es el valor tan alto que presenta el polen de pino del 70% y el polen de Poaceae presenta un valor muy bajo del 12%, aunque no es el más bajo que se registra en toda la secuencia. El encino permanece constante en este intervalo con un porcentaje del 10%. Esta zona es muy parecida a la zona 1, a excepción de que Cupressaceae y *Picea* presentan porcentajes relativamente más bajos, inferiores al 2%. Los taxones de *Abies* y *Pseudotsuga*, al igual que en las zonas 1 y 2, se mantienen constantes con un porcentaje inferior al 1%. *Salix* está presente en esta zona. La diversidad de taxones en los espectros que conforman esta zona es baja, la más baja que se observó comparando con el resto de las zonas. Aquí se encuentran únicamente 14 tipos diferentes de polen.

Zona 4 (25,500 – 24,350 ¹⁴C AP; 77-101 cm de altura). Esta zona es semejante a la zona 2. En este intervalo se observa que *Pinus* alcanza un porcentaje que fluctúa de 55 a 60% y disminuye a 81 y 95 cm, alcanzando un porcentaje de 25 y 35%, respectivamente. *Quercus* está presente con valores que oscilan de 5 a 10%. El polen de Poaceae presenta un valor máximo del 60% a 93 cm, mismo nivel en el que *Pinus* disminuye. Las familias Cupressaceae, Chenopodiaceae y Cyperaceae, así como *Pseudotsuga* incrementan sus porcentajes a partir de 81 cm y disminuyen a partir de 85 cm. Las Cupressaceae obtienen su máximo valor alcanzado en toda la secuencia a los 81 cm, con un porcentaje del 20%. *Picea* presenta frecuencias muy constantes con un porcentaje del 2%, con dos mínimos a 93 y 101 cm con porcentajes inferiores al 1%.

Dos características importantes en esta zona son la presencia de *Tilia* y la frecuencia constante de *Abies* en la mayoría de los espectros. Así mismo, *Picea* y *Pseudotsuga* registran frecuencias muy constantes en estos espectros, más que en el resto de las zonas. La diversidad de taxones es muy alta, registrándose 44 tipos de polen.

Zona 5 (24,350 – 21,000 ¹⁴C AP; 101-173 cm de altura). La característica principal en esta zona, es que el porcentaje de *Pinus* es extremadamente bajo a comparación con el resto de las zonas. Este porcentaje varía de 10 a 40%. Por otro lado, el polen de Poaceae se incrementa considerablemente alcanzando un porcentaje superior al 70%. Este porcentaje es

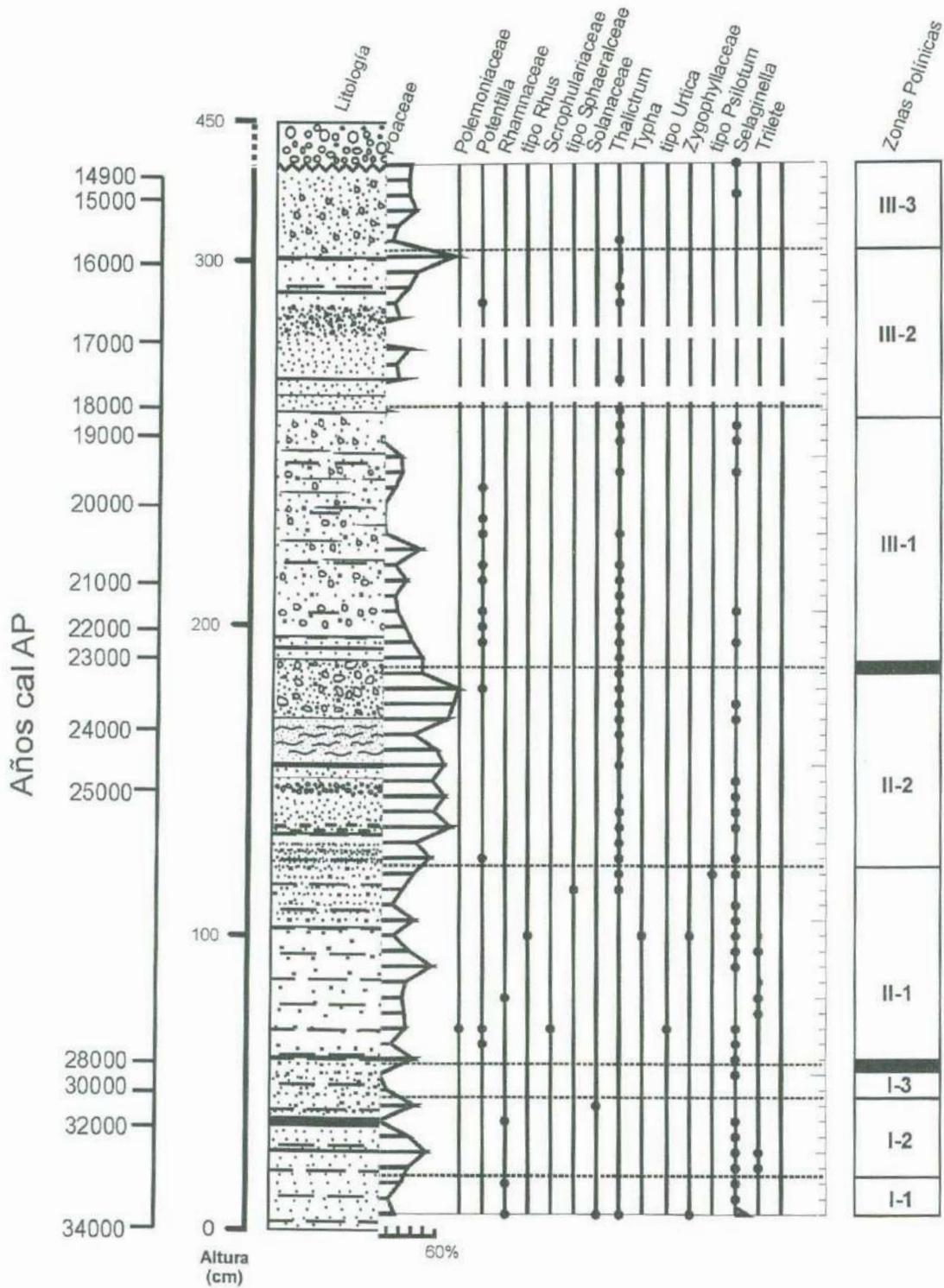


Figura 8. Diagrama polínico (frecuencia de polen inferior al 1%). Los límites de las zonas fueron marcados en base al análisis estadístico = 15740 ± 70 AP (Beta - 184901). * Fechas del nivel a 96 cm no consideradas para la calibración.

extremadamente alto, si lo comparamos con el obtenido en la lluvia polínica actual de la región de El Kípor llevada a cabo en este estudio, aún en lo más abierto de la pradera, nunca presentó porcentajes tan altos como los observados en la secuencia fósil, donde siempre fueron inferiores al 25% a pesar de que el paisaje en el valle es muy abierto. Este incremento tan significativo en el polen de Poaceae podría indicar un paisaje mucho más abierto que el presente.

El polen de *Quercus* inicia con un porcentaje del 10% y va disminuyendo hacia la parte superior de esta zona, alcanzando un mínimo del 3%. En los datos de lluvia polínica actual de la región del Kípor, el porcentaje de encino siempre es mayor que el de pino. Aún dentro del bosque de pino-encino, está por arriba del 50%. Ningún espectro de las diferentes zonas en la secuencia fósil llega a superar el 15%. *Picea* presenta sus valores más bajos que en el resto de las zonas, registrando porcentajes inferiores al 1%. El polen de *Pseudotsuga* se mantiene con un valor inferior al 1%, incrementándose a 2% en el espectro 153. El polen de *Abies* únicamente está presente en los primeros espectros que conforman esta zona (105, 109 y 113) y después desaparece. *Salix* aparece nuevamente y las Cupressaceae presentan pequeños incrementos a 117 y 137 cm de 3 y 2%, respectivamente.

Otros taxones que están presentes y que muestran porcentajes entre 3 y 2% son: *Artemisia*, Asteraceae (Tubuliflorae), Chenopodiaceae, Caryophyllaceae, Cyperaceae, Fabaceae y Loranthaceae. En esta zona aparecen taxones que no estaban presentes en las zonas 1, 2, 3 y 4 como: *Garrya*, *Fraxinus*, *Osmanthus*, *Prosopis*, Apiaceae, *Galium*, Hydrophyllaceae, Lamiaceae, *Linum*, *Plantago*, tipo *Sphaeralcea* y esporas del tipo *Psilotum*.

Zona 6 (21,000 – 17,500 ¹⁴C AP; 173-249 cm de altura). La característica más sobresaliente en esta zona, es que el polen de Poaceae disminuye considerablemente en comparación con la zona 5, con sólo un incremento a 217 cm del 50%. Por otro lado, el polen de *Pinus* presenta porcentajes muy altos en toda la zona, en algunos niveles superiores al 70%. El polen de *Quercus* aumenta a partir de 209 cm obteniendo un porcentaje del 15% y a partir de 221 cm disminuye a 5%. A esos mismos niveles *Artemisia* y Cyperaceae también incrementan sus valores alcanzando un máximo de 4% y después disminuyen a un 2%. Otro máximo de 6% en Cyperaceae se presenta a 233 cm. El polen de *Ambrosia* y Chenopodiaceae se incrementa en alrededor de 3 y 2% respectivamente. El taxón *Abies* de nuevo está presente en esta zona. En comparación con la zona 5, los taxones *Picea* y *Pseudotsuga* incrementan sus porcentajes, *Picea* alcanza un máximo valor de 4% y *Pseudotsuga* de 3% a 233 cm.

Otros taxones que están presentes con porcentajes inferiores al 1% son: *Alnus*, *Bursera* tipo *microphylla*, *Celtis*, *Fraxinus*, *Juglans*, Rosaceae, Asteraceae (Liguliflorae),

Caryophyllaceae, *Dalea*, Ericaceae, Fabaceae, Lamiaceae, *Potentilla*, *Thalictrum* y esporas de *Selaginella*.

Zona 7 (17,500 – 15,150 ¹⁴C AP; 249-301 cm de altura). En esta zona en general se presenta muy baja concentración de polen en comparación con las demás zonas. Los espectros 257 y 277 fueron casi estériles con una diversidad muy baja de taxones. En el primer espectro sólo se encontraron 14 granos de polen y en el segundo únicamente 4, los cuales se encontraban muy rotos y prácticamente no identificables. Los taxones registrados en ambos espectros fueron: *Pinus*, *Quercus*, *Ambrosia*, *Artemisia*, Asteraceae (Tubuliflorae) y Poaceae. En el espectro 277 no se registró ningún grano de Poaceae. Así mismo, el espectro 297 sólo registró cuatro taxones: *Pinus* con un porcentaje del 10%, *Quercus* con 15%, Poaceae con un 70% y *Thalictrum* con 2%. Estos tres espectros, junto con el espectro 301 corresponden a niveles de arena con presencia de fragmentos de roca. Los sedimentos en esta zona presentan alta oxidación, por lo cual posiblemente los granos de polen no pudieron conservarse.

En el resto de los espectros el polen de *Pinus* presenta valores que oscilan de 10 a 50%. La máxima frecuencia que alcanzó el polen de Poaceae fue de 70%. *Quercus* se incrementa en esta zona obteniendo un 15%. El polen de Cupressaceae y *Picea* presenta máximos de 5 y 3% respectivamente. Los taxones *Abies* y *Pseudotsuga* están presentes con valores inferiores al 1%, al igual que *Alnus*, *Salix*, *Ostrya*, Asteraceae (Liguliflorae), Caryophyllaceae, tipo *Liliaceae*, *Loranthaceae* y *Potentilla*. Otros taxones que están presentes con frecuencias inferiores al 3 y 2% son: *Ambrosia*, *Artemisia*, Asteraceae (Tubuliflorae), Chenopodiaceae y Cyperaceae.

Zona 8 (15,150 – 14,000 ¹⁴C AP; 301-325 cm de altura). Es la zona más reciente. El intervalo de edad en esta zona está comprendido entre 305 y 325 cm; el último espectro (428 cm fuera de esta zona) corresponde a una muestra de suelo. El pino en esta zona presenta frecuencias relativamente constantes del 50%. En los dos primeros espectros (305 y 313) el porcentaje de Poaceae es de 30% y después se incrementa alcanzando un 45%. El polen de *Quercus* va disminuyendo de un 7% hasta llegar a un 2%. La curva de *Alnus* presenta un ligero incremento del 2%. La familia Cupressaceae mantiene un porcentaje constante del 3% y a partir de 321 cm disminuye a 2%. Los taxones *Ambrosia*, *Artemisia*, Asteraceae (Tubuliflorae), Chenopodiaceae, *Euphorbia* y Cyperaceae alcanzan porcentajes entre 2 y 4%. *Abies* aparece sólo en dos espectros (313 y 428), al igual que *Pseudotsuga* (313 y 325) con porcentajes inferiores al 1%. *Picea* se incrementa a un 2% de 305 a 313 cm.

Los conjuntos polínicos obtenidos en las diferentes zonas no reflejan la vegetación actual de bosque de encino-pino que rodea la región de la cuenca, sino que más bien indican un paisaje más abierto rodeado por un bosque mixto de coníferas con *Pinus*, *Abies*, *Picea* y *Pseudotsuga*.

3.7. Análisis Geoquímico

El estudio geoquímico se llevó a cabo con el propósito de corroborar la fuente de los sedimentos de la cuenca. Para ello, se analizaron diez muestras de sedimento y tres muestras de referencia. Dos de las muestras de referencia fueron rocas volcánicas ácidas porfíricas: riolita (cuarzo-plagioclasa-feldespato>biotita) y dacita (feldespato-hornblenda); y la tercera muestra corresponde a una arcilla impura de la parte superficial de la dacita, resultado de su alteración *in situ*. Las muestras fueron analizadas mediante ICP-MS por 36 elementos traza (Rb, Sr, Ba, Co, Cu, Ni, Cr, V, Zn, Zr, Y, Nb, Cs, Th, Ta, U, Pb, Hf, Tl, Sn, W y Ga) incluyendo las 14 Tierras Raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu). Las concentraciones en partes por millón (ppm) obtenidas de Tierras Raras (REE) y de los otros elementos traza se presentan en las Tablas 9 y 10.

Tabla 9. Tierras raras (REE) de los sedimentos y muestras de referencia de la Cuenca El Aguaje del Caballito Blanco.

REE	Sedimentos										Muestras de referencia		
	CBP10	CBP 30	CBP 81	CBP 102	CBP 144	CBP 188	CBP 217	CBP 242	CBP 288	CBP 305	K02-P arcilla	K03-8 Riolita	K03-9 Dacita
La	19	16.8	16	18.8	19.2	15.2	12.4	20.8	21.9	33.4	16.6	31.3	18.1
Ce	35	31	31.7	39	37.2	25.4	24	36.9	38.5	57.3	33	57.3	37.2
Pr	4.2	3.6	3.7	4.9	4.5	3	3	4.2	5.7	5.8	3.8	6.6	4.5
Nd	16.2	13.7	14.1	19.4	17	11.2	12.1	16.6	23.8	23.6	14	17.6	17.8
Sm	2.7	2.8	2.8	3.9	3.3	2.1	2.4	3.1	4.9	5	2.2	2.8	4
Eu	0.9	0.9	0.8	1.1	1	0.7	0.7	0.9	1.1	1.6	0.6	0.7	1.2
Gd	2.8	2.5	2.6	3.8	3	2.2	2.1	2.7	4.1	5.1	2.1	2.5	3.8
Tb	0.4	0.3	0.3	0.5	0.4	0.3	0.3	0.4	0.6	0.6	0.3	0.3	0.5
Dy	2	2	1.9	2.6	2.2	1.9	1.8	2.2	3.3	3.8	1.8	2	2.9
Ho	0.4	0.3	0.4	0.5	0.4	0.3	0.4	0.4	0.6	0.8	0.3	0.4	0.5
Er	1.2	1.1	1	1.4	1.3	1	1.1	1.2	1.8	1.7	1	1.4	1.5
Tm	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2
Yb	1.1	1	0.9	1.1	1.2	1	1	1.1	1.5	1.4	0.9	1.8	1.3
Lu	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.3	0.2

Tabla 10. Elementos traza de los sedimentos y muestras de referencia de la Cuenca El Aguaje del Caballito Blanco.

Trazas	Sedimentos										Muestras de referencia		
	CBP 10	CBP 30	CBP 81	CBP 102	CBP 144	CBP 186	CBP 217	CBP 242	CBP 288	CBP 305	K02-P arcilla	K03-8 Riolita	K03-9 Dacita
Rb	54.5	54	47.3	44.3	76.3	43.5	42.1	54.8	35	46.5	34.9	206	74.4
Sr	417	445	329	402	332	333	314	311	308	596	239	115	576
Ba	609	599	484	540	709	421	416	469	366	621	428	3290	850
Co	5.1	2.8	3.2	12.2	6.6	6.2	5	8.1	11.8	11.6	3.5	1.1	14.2
Cu	6	8	11	14	13	13	10	15	15	13	6	6	12
Ni	<5	<5	<5	13	8	<5	6	9	17	15	<5	<5	8
Cr	10	10	20	20	20	20	10	10	10	30	10	<10	10
V	132	138	150	150	130	137	122	140	136	146	115	26	89
Zn	56	44	45	82	96	72	64	102	149	136	41	14	72
Zr	143	138.5	132	139	136.5	133	113.5	97	98.5	167	126.5	86.3	105.5
Y	11.2	10.6	10.6	14.2	12.6	10.4	10.8	11.8	17.8	16.6	9.9	13.8	16
Nb	7	7	6	6	7	6	6	6	5	6	6	11	6
Cs	10.4	8.7	9.6	9.8	18.4	11.9	11.6	16	11.4	9.1	4.3	3.2	4.5
Th	4	4	4	4	6	3	5	5	3	3	3	23	4
Ta	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.5	<0.5	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.1	<0.5
U	1.4	1.5	1.1	1.2	2.2	1	1	1.5	1.3	1.2	0.8	6	1.3
Pb	16	8	9	11	29	11	7	28	6	17	7	14	9
Hf	4	4	4	4	4	4	4	3	3	5	4	3	3
Tl	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.5	<0.5	0.6	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Sn	1	1	2	2	2	2	1	1	1	2	1	1	1
W	<1	1	2	3	<1	2	1	1	4	13	3	2	1
Ga	22	22	23	22	22	22	21	21	21	20	18	14	19
Ba/Nb	87	85.57	80.67	90	101.29	70.17	69.33	78.17	73.2	103.5	71.33	299.09	141.67
Ba/Rb	11.17	11.09	10.23	12.19	9.29	9.68	9.88	8.56	10.46	13.35	12.26	15.97	11.42
Th/Nb	0.57	0.57	0.67	0.67	0.86	0.5	0.83	0.83	0.6	0.5	0.5	2.09	0.67
(Th/Ba)*10 0	0.66	0.67	0.83	0.74	0.85	0.71	1.20	1.07	0.82	0.48	0.70	0.70	0.47

Para poder visualizar el comportamiento de los elementos en su conjunto los datos fueron graficados en arcnidiagramas normalizados. Las figuras 9 y 10 muestran los espectros de REE y de multielementos de las dos rocas de referencia, normalizados con *Condrita* de tipo C1 y *Manto Primitivo* (Sun y McDonough, 1989), respectivamente. Estos espectros resultaron ser diferentes para cada roca, lo que permitió su clara separación. El diagrama de multielementos (Fig. 10) permite ver que la riolita es más enriquecida en Rb, Ba, Th, U, Nb y las primeras REE livianas con respecto a la dacita, presenta una marcada anomalía negativa en Sr contraria a la de la dacita y una anomalía negativa leve en Eu. Los dos espectros presentan una anomalía negativa marcada en Nb en contraste con la anomalía positiva en Ba, que señalan el carácter orogénico de estas lavas.

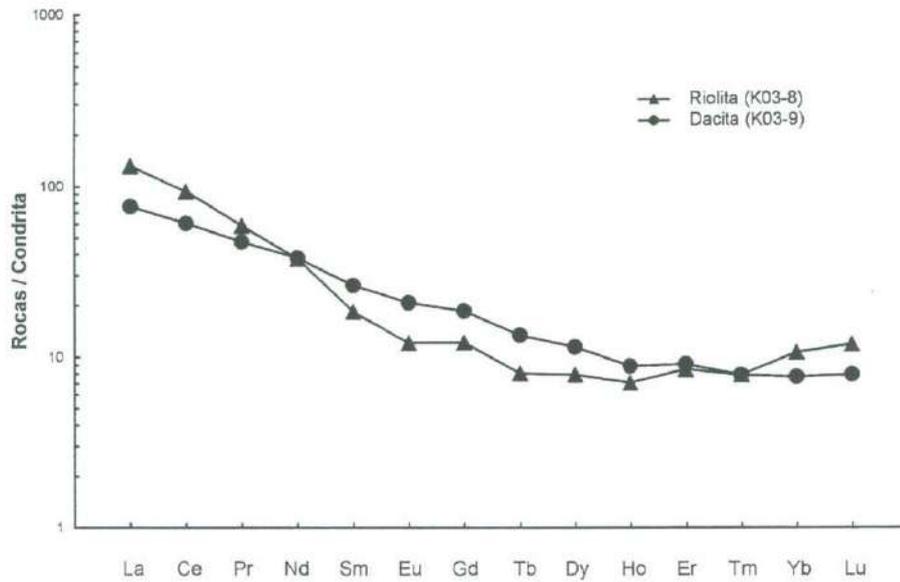


Figura 9. Espectro de Tierras raras (REE) normalizado a *Condrita* de tipo C1 según Sun y McDonough (1989) de las rocas volcánicas de referencia (riolita y dacita) de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".

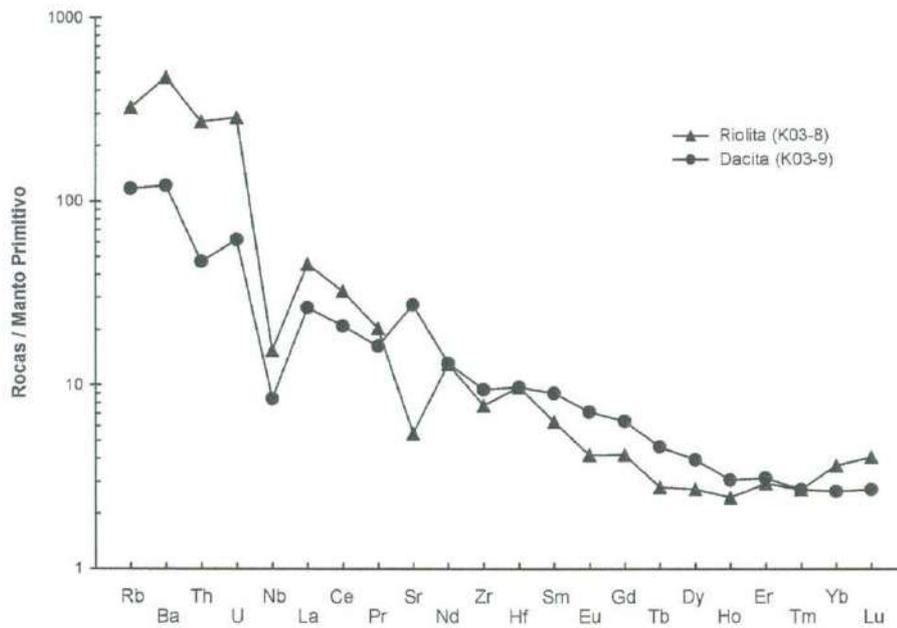


Figura 10. Espectro de multielementos (aracnidiagrama) de las rocas volcánicas de referencia (riolita y dacita) normalizado a *Manto primitivo* según Sun y McDonough (1989) de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".

Las Figuras 11 y 12 muestran los espectros de REE y multielementos de las tres muestras de referencia: riolita, dacita y arcilla, en los cuales se puede observar que la arcilla presenta espectros más parecidos a la dacita como era de esperarse. Además, la arcilla muestra un

empobrecimiento sostenido en REE pesadas, guardando así un paralelismo con la roca madre de dacita.

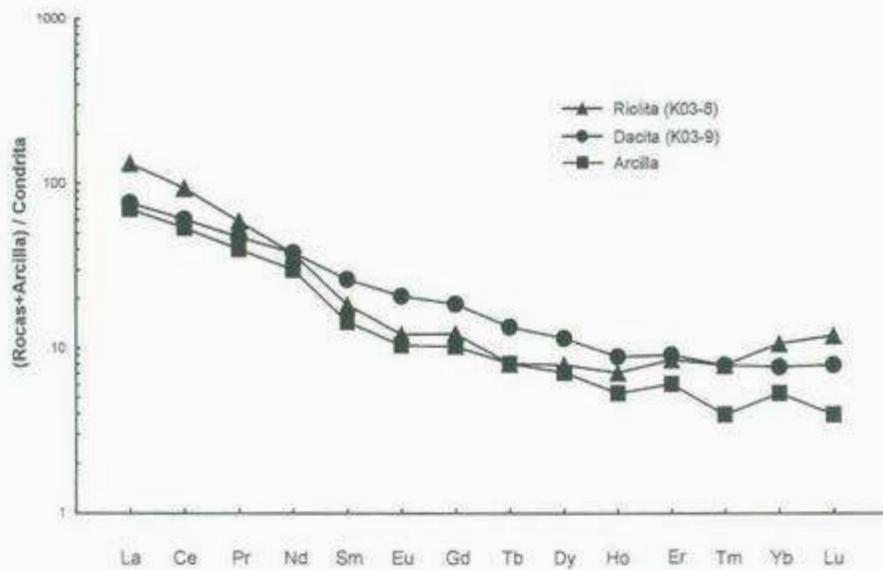


Figura 11. Espectro de Tierras raras (REE) normalizado a *Condrita* de tipo C1 según Sun y McDonough (1989) de las muestras de referencia (riolita, dacita y arcilla) de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".

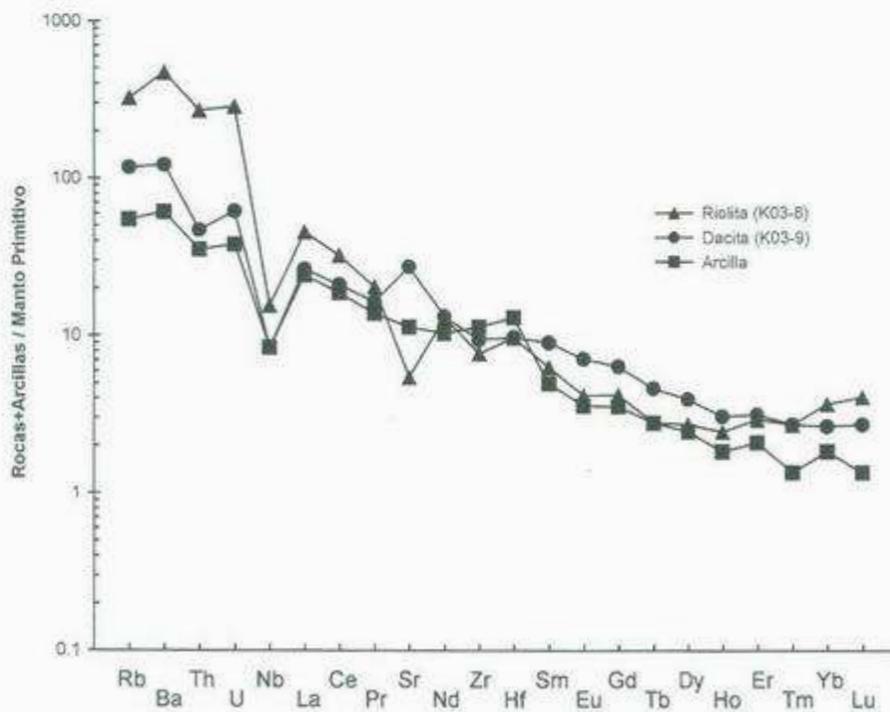


Figura 12. Diagrama de multielementos (aracnidiagrama) normalizado con *Manto primitivo* según Sun y McDonough (1989) de las tres muestras de referencia (riolita, dacita y arcilla) de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".

Los espectros de REE y multielementos de las rocas (dacita y riolita), arcilla y sedimentos mostrados en las figuras 13 y 14, indican que casi la totalidad de las muestras de sedimento presentan espectros análogos a la dacita y poca similitud con la riolita: los valores de concentración son iguales o ligeramente inferiores a los de la dacita, quedando comprendidos entre la dacita y la arcilla de referencia (Figs. 15 y 16). Las muestras de los niveles más superficiales indican estar mucho más enriquecidas, particularmente en las REE livianas, que la dacita, lo que sugiere que los sedimentos más jóvenes pudieron haber sufrido un mayor transporte o bien, más probablemente, que tuvieron una mayor influencia de la fuente de riolita.

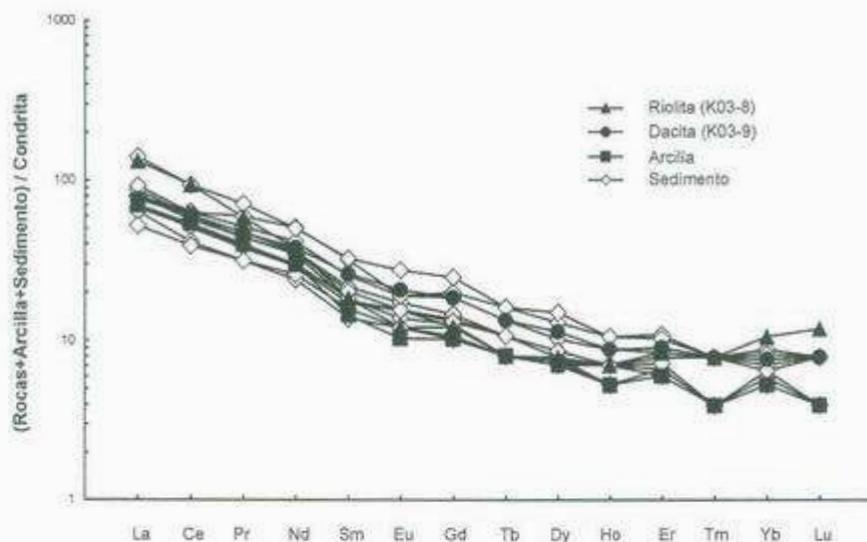


Figura 13. Espectro de Tierras raras (REE) normalizado a *Condrita* de tipo C1 según Sun y McDonough (1989) de las tres muestras de referencia (riolita, dacita y arcilla) y las muestras de sedimento de la secuencia de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".

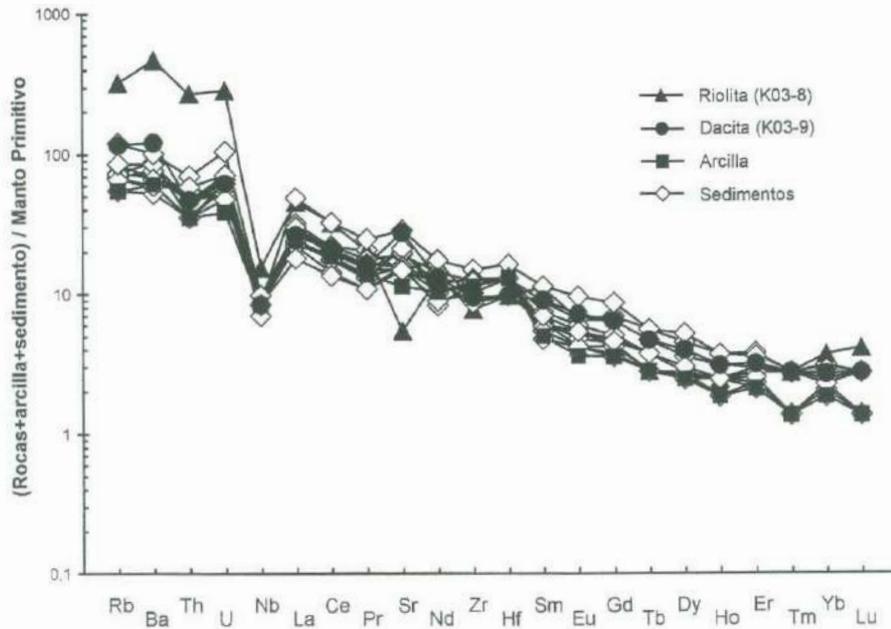


Figura 14. Diagrama de multielementos (aracnidiagrama) normalizado con *Manto primitivo* según Sun y McDonough (1989) de las tres muestras de referencia (riolita, dacita y arcilla) y las muestras de sedimento de la secuencia de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".

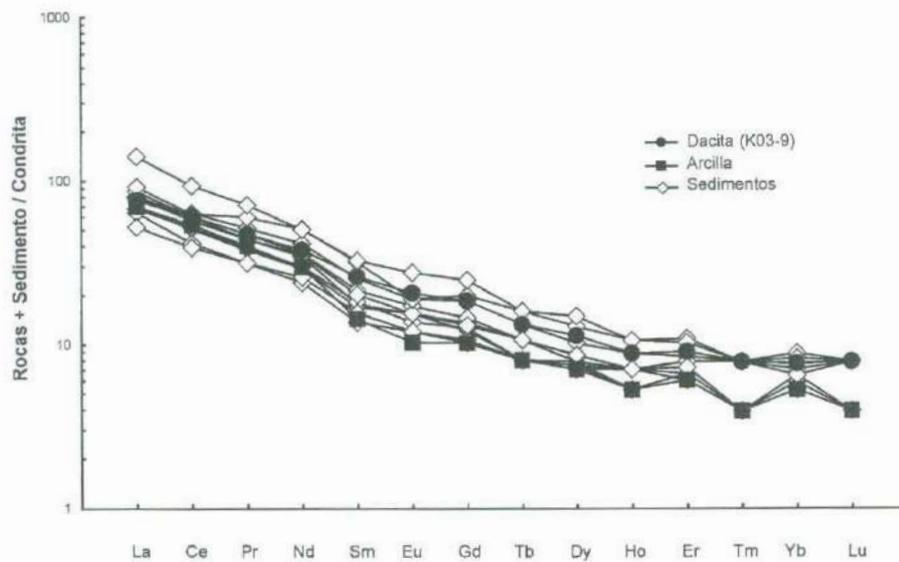


Figura 15. Espectro de Tierras raras (REE) normalizado a *Condrita* de tipo C1 según Sun y McDonough (1989) de las muestras de referencia (dacita y arcilla) y las muestras de sedimento de la secuencia de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".

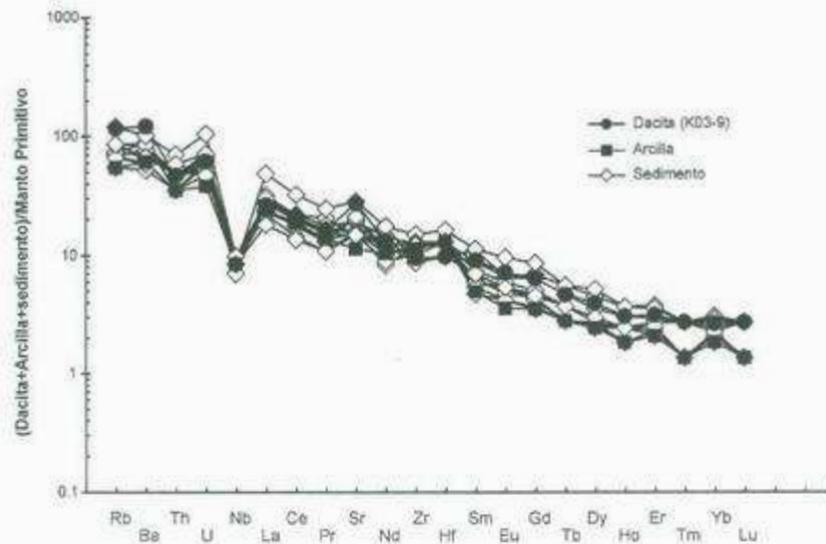


Figura 16. Diagrama de multielementos (aracnidiagrama) normalizado con *Manto primitivo* según Sun y McDonough (1989) de las muestras de referencia (dacita y arcilla) y las muestras de sedimento de la secuencia de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".

Los diagramas binarios de las figuras 17, 18 y 19, que muestran la relación entre los pares de elementos incompatibles (Ba/Nb, Ba/Rb y Th/Nb, ver tabla 10), resultan ser un buen discriminante y reflejan también que las muestras de sedimentos se agrupan dentro de la dacita y la arcilla de referencia, y que la riolita presenta valores muy superiores quedando totalmente alejada de este grupo. En el aracnidiagrama de la Figura 14, se observa por otra parte una fuerte anomalía negativa en Nb en todos los espectros de las diferentes muestras. Los valores altos en la relación $[Ba/Nb] > 70$, en las rocas y sedimentos analizados, son consistentes con características de subducción, este hecho muestra que los sedimentos heredan la misma firma geoquímica y por lo tanto genética de la dacita.

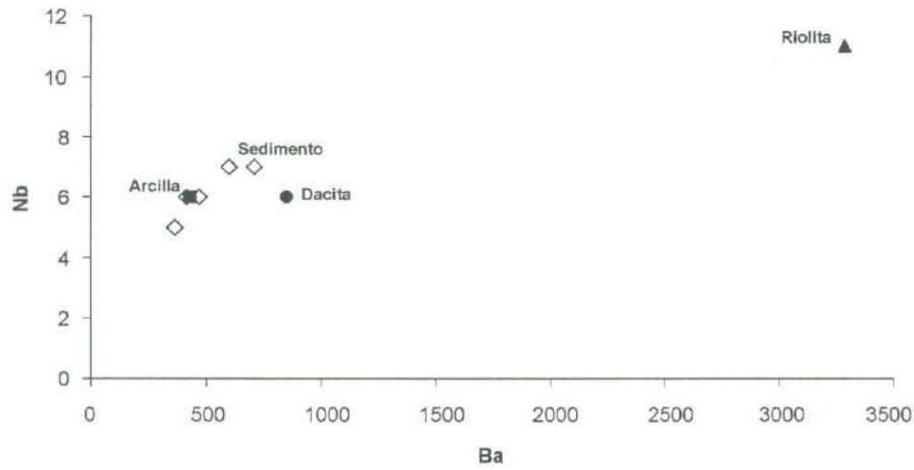


Figura 17. Diagrama binario de los elementos en traza (ppm), que muestra la relación Ba/Nb de las tres muestras de referencia (riolita, dacita y arcilla) y las muestras de sedimento de la secuencia de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".

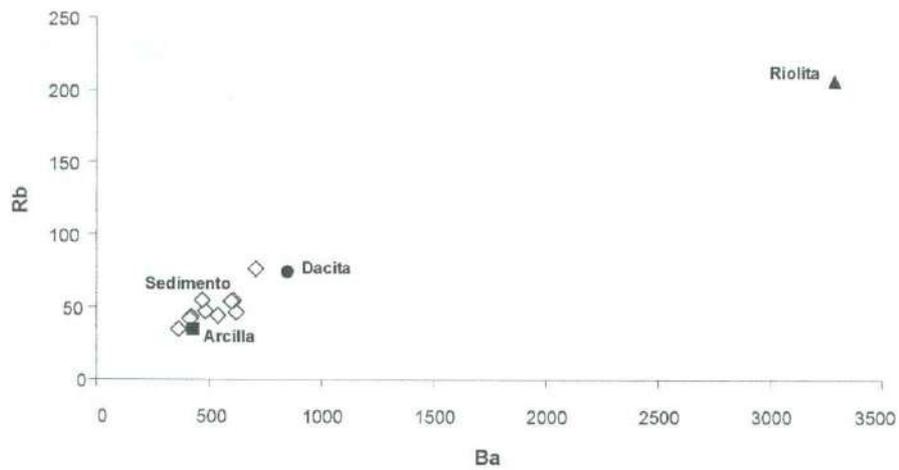


Figura 18. Diagrama binario de los elementos en traza (ppm), que muestra la relación Ba/Rb de las tres muestras de referencia (riolita, dacita y arcilla) y las muestras de sedimento de la secuencia de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".

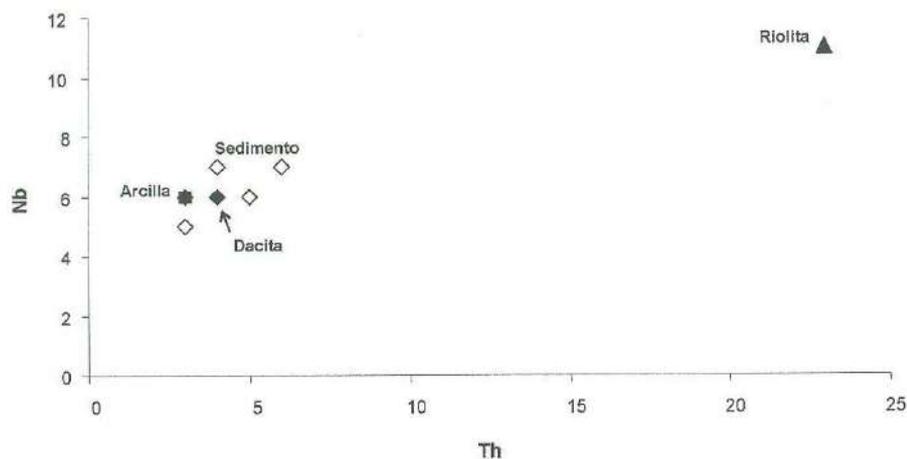


Figura 19. Diagrama binario de los elementos en traza (ppm), que muestra la relación Th/Nb de las tres muestras de referencia (riolita, dacita y arcilla) y las muestras de sedimento de la secuencia de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".

3.8. Análisis Estadístico

3.8.1. Cronología

La cronología de la secuencia de sedimentos de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco" se basó en tres edades de radiocarbono (Tabla 11), que fueron calibradas a años calendario antes del presente (años cal AP) según se explicó en el apartado 3.4. La Figura 20 muestra la curva de edad/profundidad obtenida por interpolación lineal entre las tres dataciones. Por extrapolación se estimaron las edades para cada muestra. La parte basal de la secuencia registra una edad de 34 500 años cal AP y la cima de 14 900 años cal AP, respectivamente.

Tabla 11. Dataciones de radiocarbono por espectrometría de masas por acelerador (AMS) y edad calibrada en años cal AP para la secuencia de sedimentos de la cuenca El Aguaje del Caballito Blanco.

Número de muestra	Altura* (cm)	Edad años ¹⁴ C AP	Edad Años cal AP	Laboratorio (código)
3	288	15740 +/- 70	16869 +/- 279	Beta - 184901
2	57	26340 +/- 160	29022 +/- 177	Beta - 190463
1	2	31390 +/- 350	34503 +/- 370	Beta - 184900

La tasa de sedimentación en la cuenca no ha sido constante a lo largo del tiempo. Se observaron dos fases o intervalos de acumulación de sedimento, de 0.01 mm/año para los

canales interpolados entre un canal y otro.

sedimentos inferiores a 57 cm de altura desde la base de la secuencia y 0.02 mm/año por arriba de 57 cm.

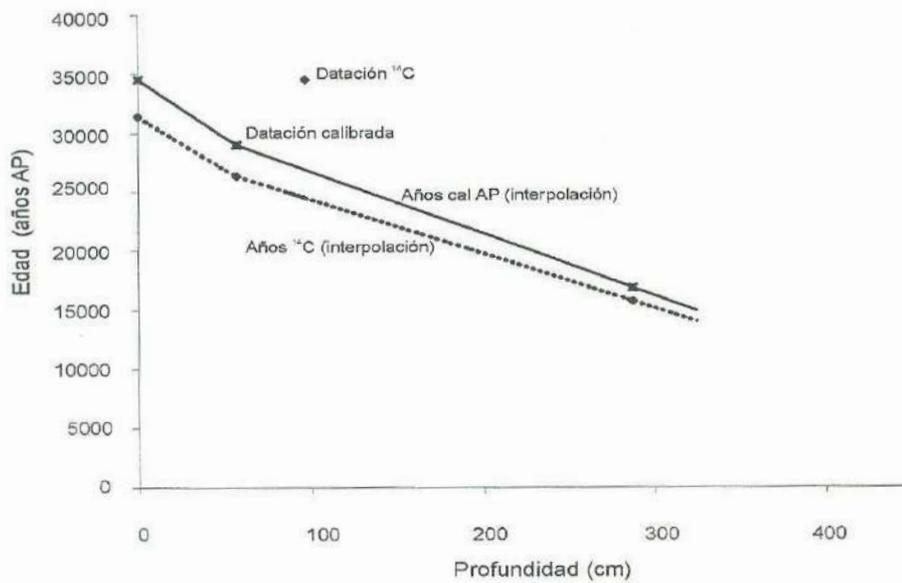


Figura 20. Curva de edad/profundidad para la secuencia de sedimentos de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco". Trazo discontinuo, edad de radiocarbono; trazo continuo, edad calibrada.

3.8.2. Análisis de Componentes Principales de los datos del análisis granulométrico

El análisis estadístico del sedimento se llevó a cabo en 33 muestras analizadas por Láser Coulter. El primer análisis de componentes principales (ACP) se llevó a cabo para ilustrar la correlación entre los 84 diferentes canales que produce el Láser Coulter.

La Figura 21 representa los valores de los dos primeros factores y muestra que cada canal se correlaciona altamente uno con otro. Los canales que determinan un tamaño de grano más pequeño (arcilla y limo) muestran una correlación negativa con los canales que determinan un tamaño de grano mayor (arena). Esta estructura explica 66% de la varianza en estas variables (valores propios o "eigenvalues"), y muestra que mucha información es redundante y no está fundamentada sobre la verdadera variabilidad de los datos. Por esta razón, los canales fueron divididos en 12 grupos de phi (Tabla 12), donde cada grupo representa la suma de todos los canales interpolados entre un canal y otro.

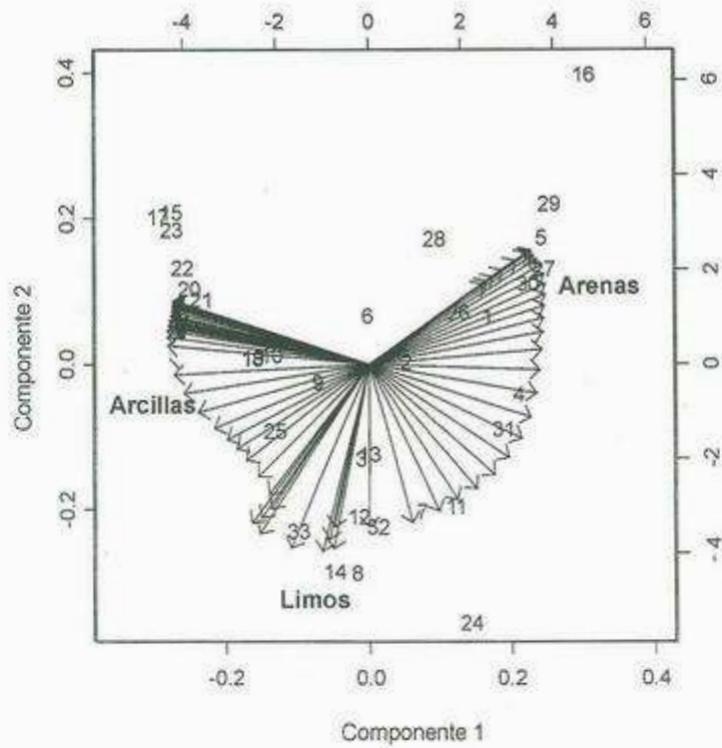


Figura 21. Plano de proyección de las dos primeras componentes principales del ACP que muestra la correlación entre los diferentes canales que produce el Láser Coulter y la proyección de muestras de la secuencia de sedimentos de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".

Tabla 12. Equivalencias entre unidades phi y diametro del canal en el análisis granulométrico por láser Coulter de la secuencia de sedimentos de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".

Número del Canal	Diámetro del canal (centro) μm	Phi (ϕ)	Grupos de phi
1	0.393	11.31318	Arenas
2	0.432	11.17668	
3	0.474	11.04283	
4	0.520	10.90920	
5	0.571	10.77422	
6	0.627	10.63925	
7	0.688	10.50530	
8	0.755	10.37124	
9	0.829	10.23634	
10	0.910	10.10185	
11	0.999	9.967228	
12	1.097	9.832221	
13	1.204	9.697049	
14	1.322	9.563062	
15	1.451	9.428737	
16	1.583	9.294038	
17	1.749	9.159254	
18	1.919	9.025430	
19	2.108	8.891279	
20	2.312	8.756643	
21	2.539	8.621524	
22	2.787	8.487071	
23	3.060	8.352253	
24	3.369	8.217752	
25	3.687	8.083337	
26	4.047	7.948931	
27	4.444	7.813925	
28	4.878	7.679495	
29	5.355	7.544898	
30	5.878	7.410458	
31	6.452	7.276038	
32	7.083	7.141424	
33	7.776	7.006756	
34	8.536	6.872224	
35	9.371	6.737581	
36	10.290	6.602613	
37	11.290	6.468811	
38	12.400	6.335116	
39	13.610	6.199189	
40	14.940	6.064676	
41	16.400	5.930160	
42	18.000	5.795859	
43	19.760	5.661273	
44	21.690	5.526828	
45	23.810	5.392289	
46	26.140	5.257597	
47	28.690	5.123308	
48	31.500	4.989504	
49	34.580	4.853918	
50	37.960	4.719376	
51	41.670	4.584847	
52	45.750	4.450064	
53	50.230	4.315307	
54	55.140	4.180757	
55	60.520	4.046444	

Número de Canal	Diámetro de canal (centro) μm	Phi (ϕ)	Grupos de phi
56	66.440	3.911804	Arenas
57	72.950	3.776948	
58	80.080	3.642414	
59	87.900	3.507998	
60	96.490	3.373477	
61	105.900	3.239226	
62	116.300	3.104077	
63	127.600	2.970300	
64	140.100	2.835471	
65	153.800	2.700873	
66	168.800	2.566613	
67	185.300	2.432065	
68	203.500	2.298899	
69	223.400	2.162289	
70	245.200	2.027969	
71	269.200	1.893250	
72	295.500	1.758770	
73	324.300	1.624599	
74	366.100	1.489646	
75	390.900	1.355129	
76	429.200	1.220278	
77	471.100	1.085895	
78	517.200	0.951205	
79	567.800	0.816545	
80	623.300	0.682001	
81	684.200	0.547510	
82	751.100	0.412923	
83	824.500	0.278409	
84	905.100	0.143851	

En la Figura 22 se sintetizan los resultados de los análisis aplicados al sedimento que se detallan en los apartados 3.2 y 3.3: Contenido de materia orgánica, pérdida por ignición a

1000° C, parámetros estadísticos de granulometría (*media, desviación estándar y sesgo*) y los 12 grupos de phi que formaron los canales interpolados. Como se puede observar en esta figura, todas las curvas presentan mayor variación a partir de 28,000 años cal AP. Las curvas de phi representan diferentes tamaños de grano, de phi 11 a phi 4, tamaño de grano fino: arcilla y limo, y de phi 3 a phi 0, tamaño de grano grueso: arena. Si comparamos las curvas de phi 5 a phi 11 con las curvas de phi 0,1 y 2 se puede ver que, cuando las curvas de phi 5 a phi 11 disminuyen, las curvas de phi 0 a phi 2 se incrementan. Estas curvas muestran la distribución normal del tamaño de grano de cada muestra. Sin embargo, las curvas formadas por phi 3 y phi 4 son más variadas y no guardan relación con las otras curvas de phi. Los resultados indican que existe mayor predominancia de sedimentos gruesos en la parte inferior de la secuencia de 34 000 a 28 000 años cal AP y en los niveles 27 000, 24 000 y 19 000 años cal AP. La mayor concentración de sedimento fino se presenta en la parte media de la secuencia: intervalo de 26 000 a 24 000 años cal AP, y en los niveles a 28 000, 23 000 y 20 000 años cal AP.

La tendencia que presenta la curva de la *media* es igual a la que siguen las curvas de phi 6 a phi 8 (tamaño de limo). En general, los sedimentos se encuentran mal clasificados, como se puede observar en la curva de *desviación estándar*, estando los sedimentos mejor clasificados hacia la parte superior de la secuencia de 21 000 a ca. 19 500 años cal AP (valores de phi bajos). La curva de *sesgo* indica la predominancia de valores positivos (sesgo hacia los finos) cercanos a cero, sugiriendo una mayor distribución de partículas finas en la secuencia. La curva de materia orgánica sigue una tendencia muy regular, a excepción de algunos incrementos en la parte basal (33 000 años cal AP) e intermedia (28 000 a 26 000 años cal AP) de la secuencia. La curva de pérdida por ignición a 1000° C sólo incluye las muestras analizadas para el perfil; ya que este análisis no se llevó a cabo para las muestras del núcleo. Sin embargo, se pudo observar que la curva sigue una tendencia muy regular, presentando una disminución ca. 24 000 años cal AP, señal que registra la mayoría de las otras curvas de variables.

Para resumir los datos anteriores se efectuó un ACP, integrando los datos de los phi y del contenido de materia orgánica. Los datos de la pérdida por ignición a 1000°C no se incluyeron en este análisis.

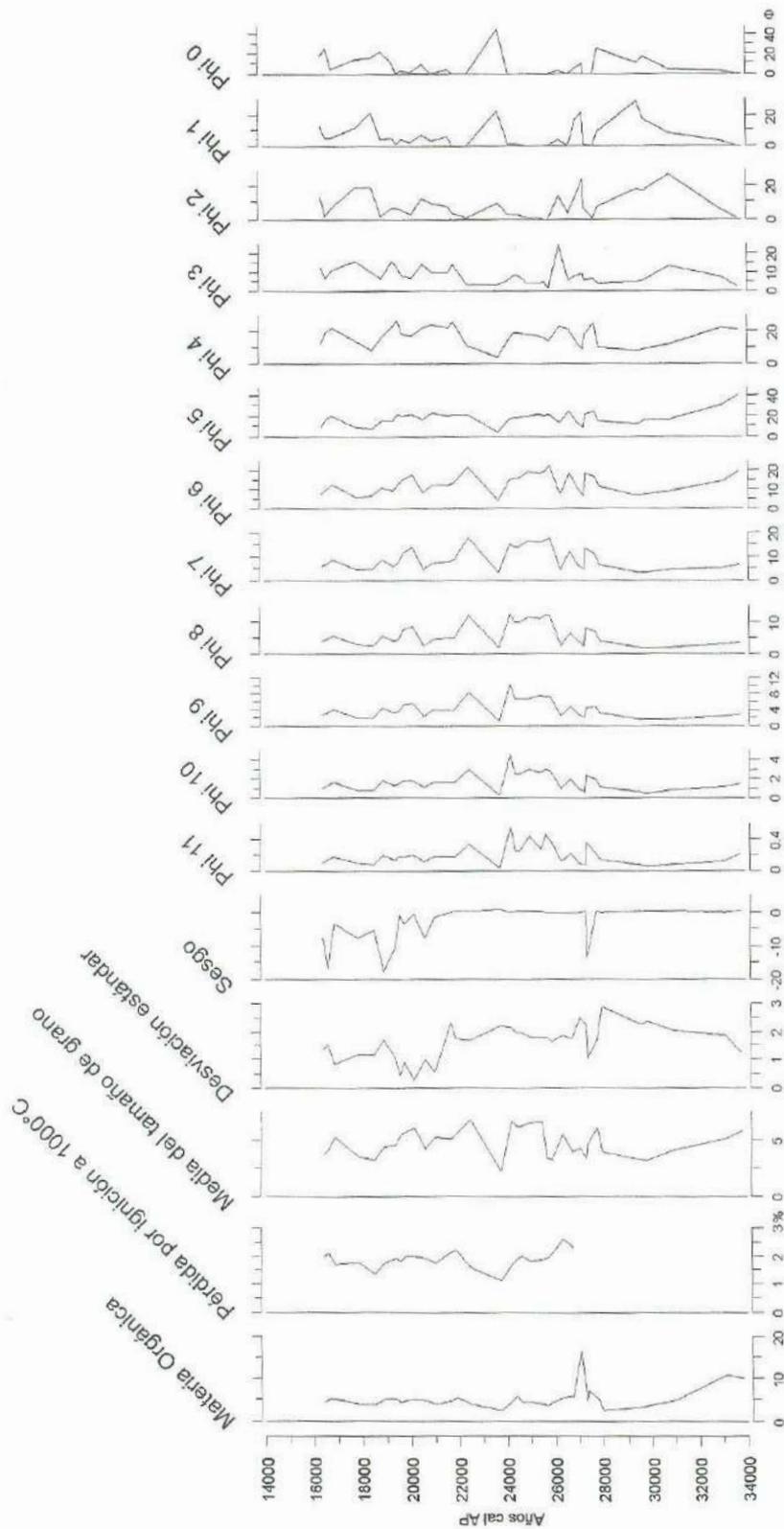


Figura 22. Representación gráfica de los parámetros sedimentológicos de la secuencia de sedimentos de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".

En la Figura 23 la primera componente explica el 59.5 % de la varianza y la segunda explica un 17.4 % de las 13 variables que fueron analizadas. Estas dos componentes explican más de 3/4 de la varianza y muestran alta correlación entre las variables. La figura 24 (diagrama de doble proyección) presenta la relación de las variables y las muestras. La primera componente está correlacionada positivamente con phi 2,1,0 y negativamente correlacionada con phi 6 a phi 11. La segunda componente está altamente correlacionada con la materia orgánica y con phi 3, 4 y 5, y por definición no muestra una correlación con la primera. Este diagrama indica que las muestras también se correlacionan con las componentes. Por ejemplo, las muestras entre 20 000 y 25 000 años cal AP presentan alta correlación con la arcilla.

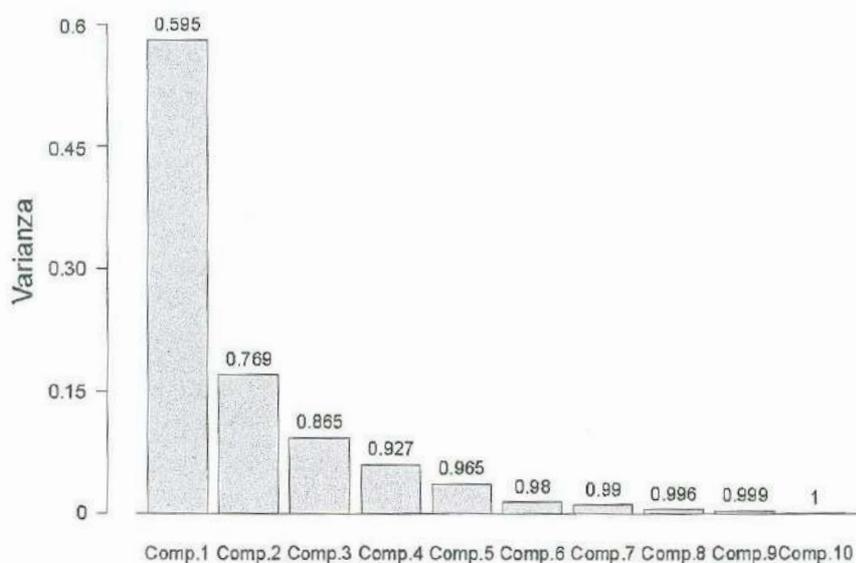


Figura 23. Distribución de la varianza entre las diferentes componentes obtenidas del ACP de las doce clases de phi y el contenido de materia orgánica (PPI) de la secuencia de sedimentos de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".

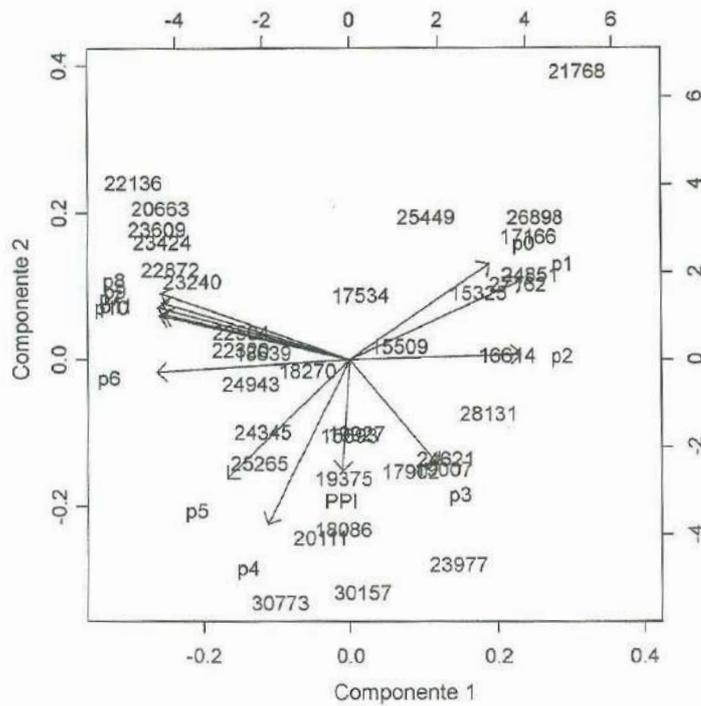


Figura 24. Plano de proyección de las dos primeras componentes del ACP de las doce clases de phi y el contenido de materia orgánica (PPI) de la secuencia de sedimentos de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco". Las muestras son graficadas en años cal AP.

En la Figura 25 se muestran las gráficas de la primera (A) y segunda componente (B), las cuales están en función del tiempo. La primera componente (A) se correlaciona positivamente con arena y negativamente con arcilla. La curva que sigue la primera componente fue dividida en 4 periodos de tiempo: el primero, representa las muestras más antiguas de sedimento anteriores a 28 000 años cal AP, donde la arena es más abundante y la arcilla es menos abundante; en el segundo periodo, entre 28 000 y 26 000 años cal AP la curva muestra mayor variabilidad; y en el tercer periodo, entre 26 000 y 23 000 años cal AP los valores de la componente son negativos, porque la arcilla es más abundante y la arena es menos abundante, a excepción de una muestra (157 cm, 23 760 años cal AP) que se incrementa bruscamente. A partir de 23 000 años cal AP la primera componente se incrementa, cuando la arena es más abundante.

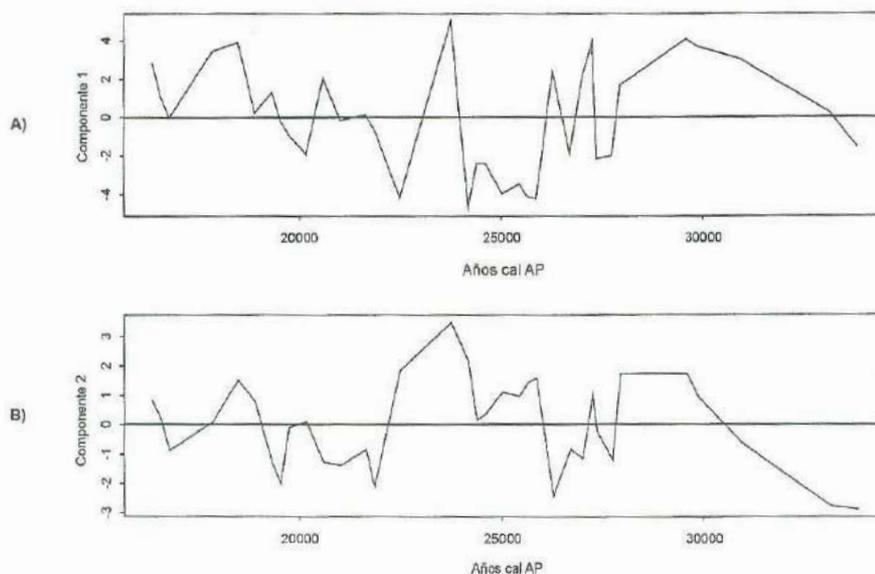


Figura 25. Representación gráfica de la primera (A) y segunda (B) componentes del ACP de las doce clases de phi y el contenido de materia orgánica (PPI) de la secuencia de sedimentos de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco". Las muestras son graficadas en años cal AP.

Se hizo una comparación de la columna litológica con la curva de la componente 1, para corroborar si los cambios que se marcaron en el sedimento a simple vista, correspondían con los cambios que muestra la componente 1. Con esta comparación se pudo determinar que efectivamente los cambios que marca la componente 1 corresponden con las diferentes unidades en que se dividió la secuencia.

En la gráfica de la segunda componente (B), en el periodo anterior a 28 000 años cal AP la componente se incrementa cuando los valores de materia orgánica y limo disminuyen. Entre 28 000 y 26 000 años cal AP la componente comienza a ser negativa, cuando el contenido de materia orgánica se incrementa. Se puede notar que la materia orgánica y el limo se correlacionan negativamente con esta componente y por lo tanto, la curva se invierte en relación con estos materiales. Entre 26 000 y 23 000 años cal AP la componente es positiva, cuando el limo se incrementa. Después de 23 000 años cal AP la mayoría de los valores son negativos, asociados con valores relativamente altos de materia orgánica y limo. Con todo lo anterior, se puede inferir que los datos de las dos componentes registran cuatro periodos, debido a los cambios observados en el contenido de materia orgánica y en el tamaño de grano.

3.8.3. Análisis de Componentes Principales (ACP) para las muestras de polen

3.8.3.1 Análisis de Componentes Principales utilizando únicamente los 10 taxones de polen principales

Para este análisis se utilizaron un total de 71 muestras de polen del perfil y el núcleo. Cabe mencionar que en este análisis se utilizaron más muestras, que las que se utilizaron para el análisis del sedimento. Se excluyeron tres muestras; debido a que en estudios preliminares (ver diagrama polínico) estas muestras presentaron mucha diferencia con los otros datos (observaciones aberrantes), e influyen demasiado en el análisis estadístico. Dos de las muestras (277 y 257 cm de altura desde la base de la secuencia) mostraron valores muy altos en *Ambrosia* y *Artemisia*, lo cual es de esperarse, ya que estas dos muestras presentaron valores muy bajos en la suma total de polen. La muestra a 81 cm tampoco se incluyó en el análisis, debido a que presenta valores muy altos en algunos taxones como: Cupressaceae, Cyperaceae, *Picea* y *Pseudotsuga* que pudieran distorsionar los resultados.

La Figura 26 presenta las curvas polínicas de los taxones que registraron valores superiores al 1% (ver figura 8, apartado 3.6.). La escala vertical indica la edad de las distintas muestras de polen en años calendario (años cal AP) y en el eje horizontal inferior se indican los valores en porcentaje de los diferentes taxones de polen. Se puede observar, que la mayoría de los taxones registran un cambio muy marcado a partir de 28 000 años cal AP y que algunos de los taxones como: *Abies*, *Picea*, Loranthaceae y *Thalictrum* comienzan a aparecer o desaparecer después de esta fecha. Si se analiza el periodo de 26 000 a 23 000 años cal AP, se puede observar que ocurre otro cambio en este intervalo de tiempo: *Abies* desaparece, *Picea* y *Pinus* disminuyen (registrando los valores más bajos de toda la secuencia) y Poaceae alcanza su porcentaje más alto. Después de 23 000 años cal AP las curvas de todos los taxones muestran una tendencia muy irregular.

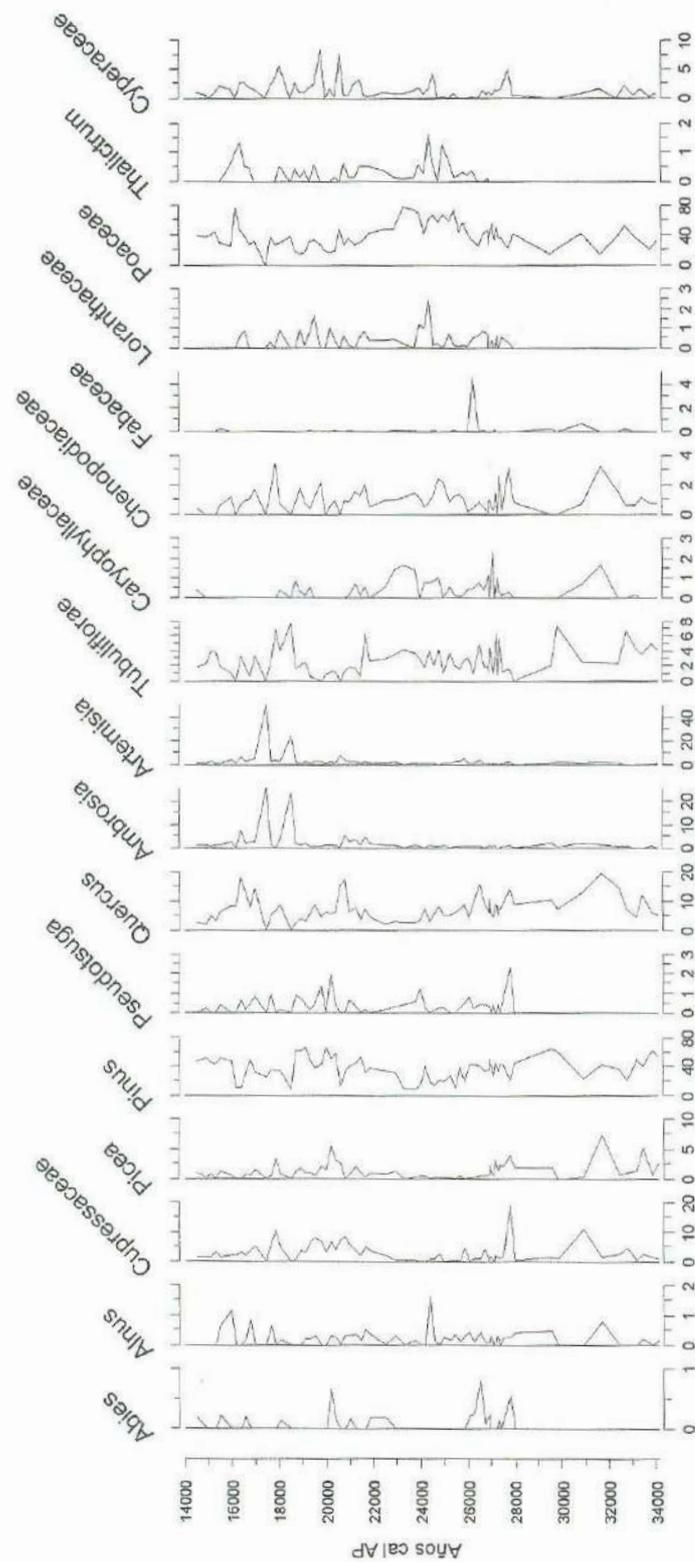


Figura 26. Representación gráfica de los taxones con frecuencias polínicas superiores a 5% referida a una escala de tiempo de edades calibradas de la secuencia de sedimentos de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco". Notar las escalas variables en los porcentajes.

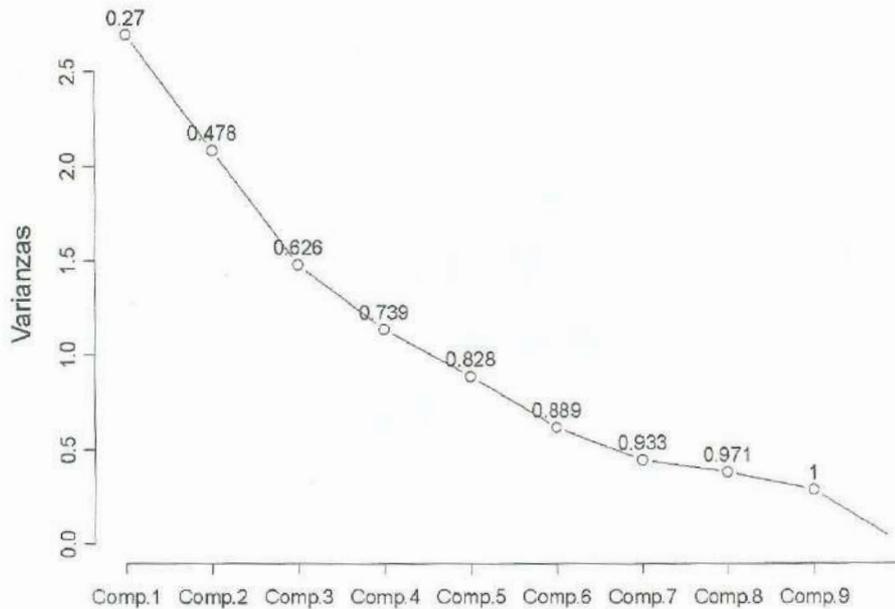


Figura 27. Distribución de la varianza entre las diferentes componentes obtenidas del ACP de los diez taxones de polen principales de la secuencia de sedimentos de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".

En el primer análisis de componentes principales que se llevó a cabo con los 10 taxones con valores >1%, las dos primeras componentes reportaron ~ 50% del total de la varianza (Figura 27). En el diagrama de doble proyección (Figura 28) de las dos primeras componentes, se pudo observar que se formaron tres grupos de variables. El primero, integrado por *Picea* y *Pinus*; el segundo, por algunos árboles, *Artemisia* y *Ambrosia*, y un tercer grupo formado por Poaceae. La primera componente se correlaciona positivamente con los árboles, *Ambrosia* y *Artemisia*, y negativamente con Poaceae. La segunda componente se correlaciona positivamente con *Pinus* y *Picea*, y negativamente con Poaceae, *Ambrosia* y *Artemisia*. Si se analizan la tercera y cuarta componentes (no se muestran las figuras), vemos que la tercera componente se correlaciona positivamente con Chenopodiaceae y negativamente con *Artemisia* y *Ambrosia*. La cuarta componente se correlaciona positivamente con Asteraceae tubuliflorae y negativamente con Cyperaceae. Como la tercera y cuarta componentes fueron correlacionadas únicamente con dos taxones y no nos brindan mucha información, preferimos no incluir estas componentes y basarnos únicamente en la primera y segunda componentes.

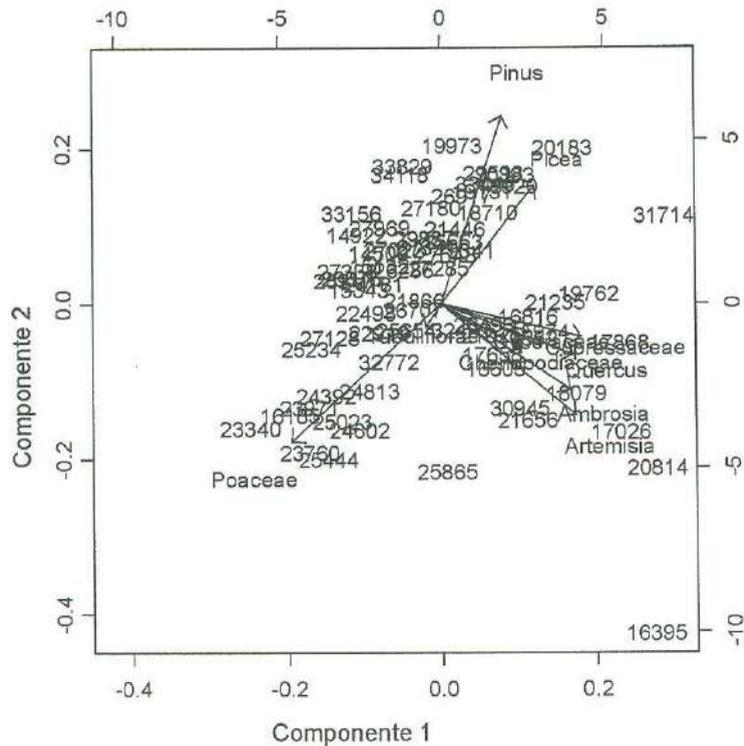


Figura 28. Plano de proyección de las dos primeras componentes del ACP de los diez taxones de polen principales de la secuencia de sedimentos de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco". Las muestras son graficadas en años cal AP.

Los años calendario antes del presente (años cal AP) también fueron graficados en el diagrama de doble proyección (Figura 28). Por ejemplo, se tienen algunas muestras entre 23 000 a 25 000 años cal AP que son ploteadas en el cuadrante inferior izquierdo, las cuales indican que estas muestras tienen valores altos en Poaceae. Sin embargo, estos valores no son fáciles de interpretar en este diagrama.

En la Figura 29 se analizan por separado la primera y segunda componentes en función del tiempo. Los incrementos que registra la curva de la primera componente están correlacionados con los taxones de árboles, siendo más evidentes en el periodo de 23 000 a 17 000 años cal AP. Cuando la curva decrece en el periodo de 28 000 a 23 000 años cal AP, Poaceae muestra un incremento y los árboles un decremento. Los cambios que presenta la curva de la primera componente (A) en esos intervalos de tiempo, también se observan en las curvas de *Pinus* y Poaceae representadas en el diagrama polínico. Básicamente la tendencia que siguen las dos curvas, muestra el reflejo a la inversa de una con la otra. Si analizamos la segunda componente (B) podemos ver que los incrementos en la curva están correlacionados con los taxones *Pinus* y *Picea*, y que los decrementos se relacionan con los taxones de Poaceae, *Ambrosia* y *Artemisia*. Los taxones *Pinus* y *Picea* son más predominantes en los intervalos de

tiempo de 34,000 a 28 000 años cal AP y de 23 000 a 18 000 años cal AP. Los taxones como Poaceae, *Ambrosia* y *Artemisia* son más predominantes en los intervalos de 26 000 a 23 000 y de 18 000 a 15 000 años cal AP.

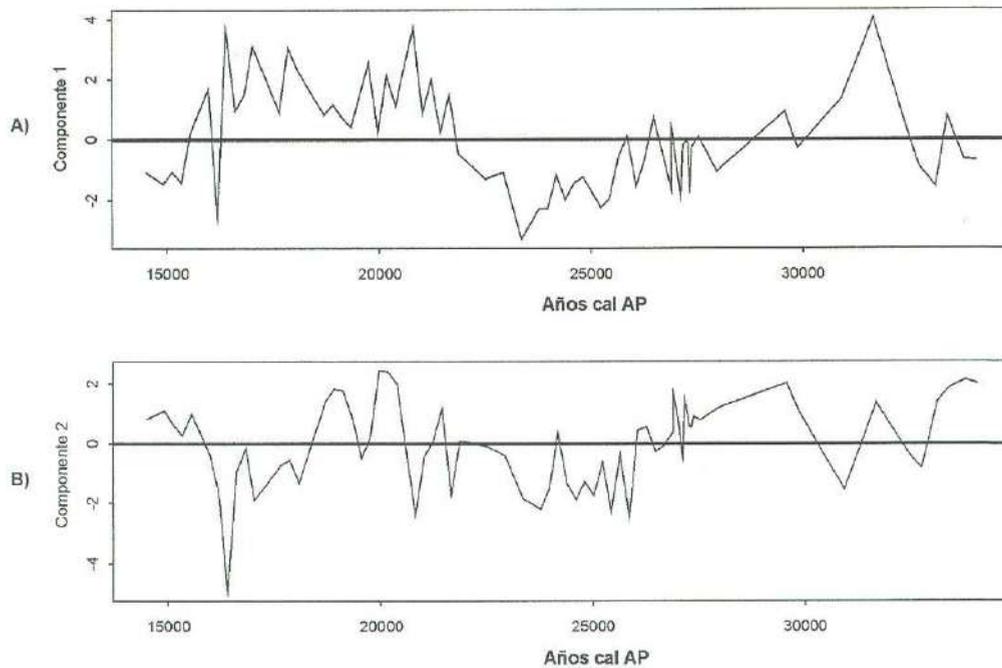


Figura 29. Representación gráfica de la primera (A) y segunda (B) componentes del ACP de los diez taxones de polen principales de la secuencia de sedimentos de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco". Las muestras son graficadas en años cal AP.

3.8.3.2. Análisis de Componentes Principales que incluye todos los taxones de polen encontrados en 5 ó más niveles

Este segundo ACP se llevó a cabo incluyendo todos los taxones de polen encontrados en 5 ó más niveles. Los resultados reportan que las dos primeras componentes explican sólo ~ 25% de la varianza, y con la tercera y cuarta componentes explican ~ 42% de la varianza total (Figura 30). Estas dos componentes explican menos varianza que en el análisis anterior, lo cual es normal ya que en este análisis se consideran más variables.

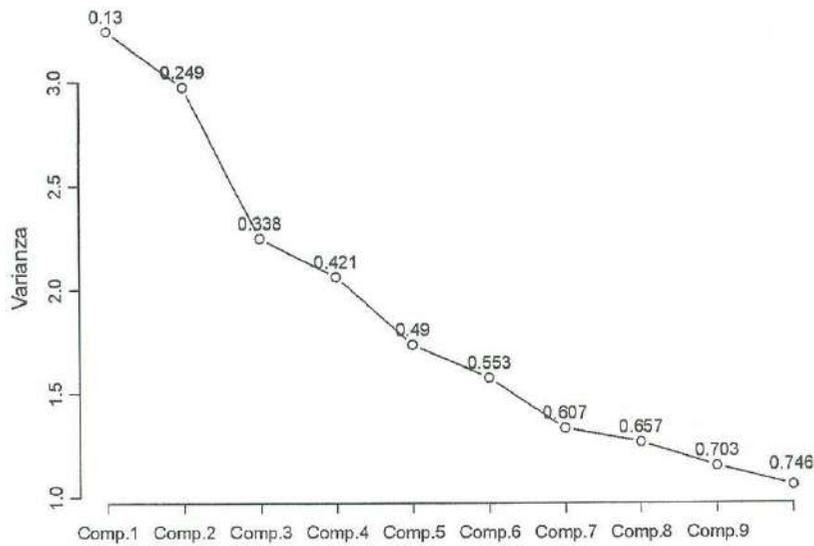


Figura 30. Distribución de la varianza entre las diferentes componentes obtenidas del ACP de todos los taxones de polen encontrado en cinco o más niveles de la secuencia de sedimentos de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".

En la Figura 31A la primera componente se correlaciona positivamente con Cupressaceae, *Ambrosia*, *Artemisia*, *Potentilla*, *Pseudotsuga* y *Quercus*, y negativamente con Poaceae. La segunda componente está correlacionada positivamente con Poaceae, *Thalictrum* y Loranthaceae y negativamente con *Pinus* y *Picea*. La tercera componente se correlaciona positivamente con *Quercus* y Tubuliflorae, y está negativamente correlacionada con *Abies*, *Fraxinus*, *Pseudotsuga* y Liguliflorae (Figura 31B). Por último, la cuarta componente está correlacionada positivamente con *Abies*, *Alnus*, *Pinus*, Rhamnaceae y *Euphorbia* y negativamente correlacionada con Chenopodiaceae y Cupressaceae (Figura 31C).

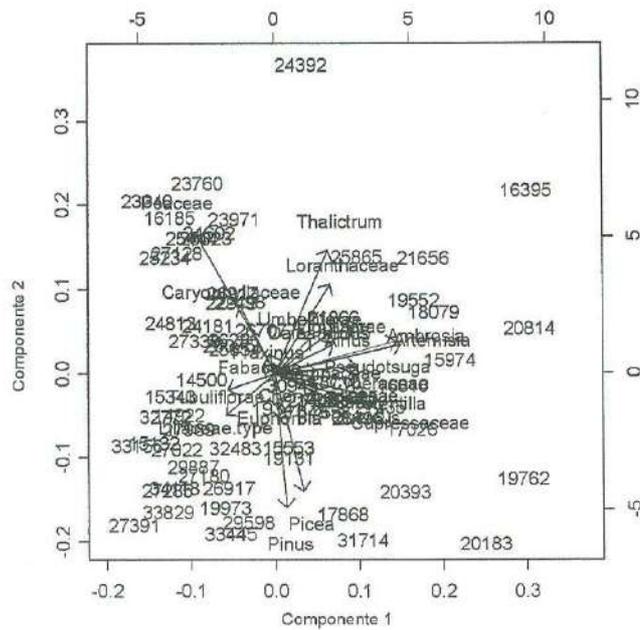


Figura 31A. Plano de proyección de las dos primeras componentes del ACP de todos los taxones de polen encontrado en cinco o más niveles de la secuencia de sedimentos de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco". Las muestras son graficadas en años cal AP.

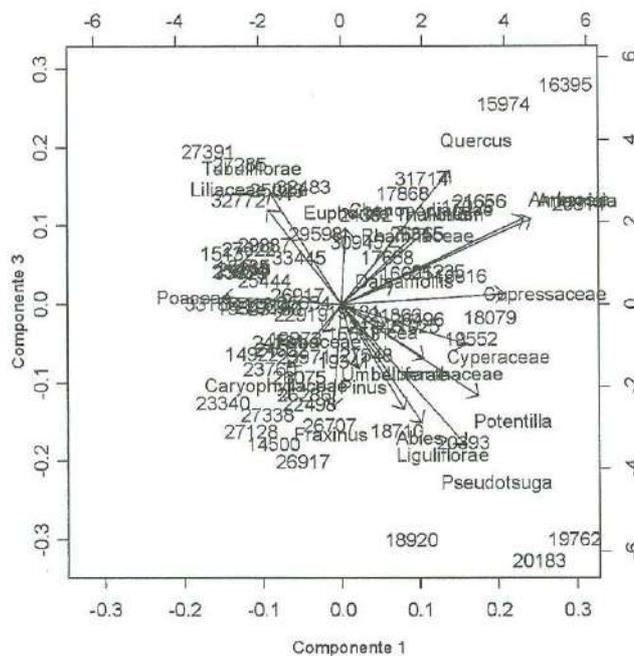


Figura 31B. Plano de proyección de la primera y tercera componentes del ACP de todos los taxones de polen encontrado en cinco o más niveles de la secuencia de sedimentos de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco". Las muestras son graficadas en años cal AP.

3.8.4. Análisis de agrupamiento (Análisis Cluster) para las muestras de polen

Para este análisis se incluyeron todas las muestras de la secuencia, incluyendo las tres muestras que fueron excluidas en el análisis de componentes principales. El análisis de agrupamiento muestra un dendrograma que describe la relación de las muestras de polen, el cual fue dividido subjetivamente como se muestra en la Figura 33, formando nueve grupos. Se graficaron los miembros que forman los grupos en función del tiempo. Las muestras a su vez, formaron tres grupos que representan tres periodos de tiempo. Entre 22 000 y 26 000 años cal AP todas las muestras se encontraron en el primero y segundo grupo. La mayoría de las muestras del grupo 3 datan de después de 22 000 años cal AP, mientras que las muestras del grupo 4 se agruparon antes de 27 000 años cal AP. Los grupos 5, 6, 7 y 8 fueron muy pequeños y por lo tanto fue difícil encontrar algún patrón en particular. Dos de las muestras, 12 y 16 cm, las cuales presentan valores altos en *Artemisia* y *Ambrosia*, conformaron el grupo 9. Este diagrama de agrupamiento muestra que el periodo de 22 000 a 26 000 años cal AP fue muy diferente al periodo anterior y al posterior a éste. La diferencia entre el primero y tercer periodo se ilustra en este diagrama.

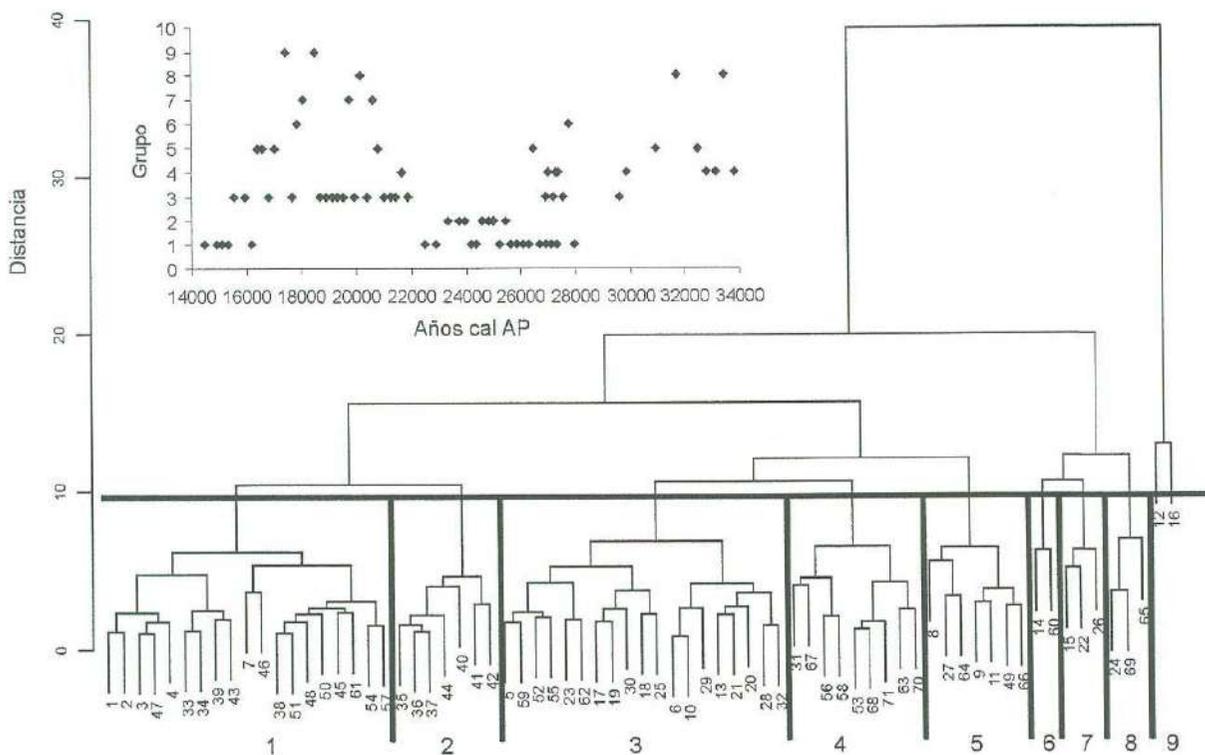


Figura 33. Análisis de agrupamiento (análisis cluster) para todas las muestras de polen de la secuencia de sedimentos de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".

3.8.5. Análisis de agrupamiento y componentes principales para polen, contenido de materia orgánica (PPI) y tamaño de grano

En este análisis se utilizaron los datos de los 10 taxones de polen más importantes, así como las muestras de materia orgánica y tamaño de grano. Para el análisis se excluyó la muestra (257 cm, 17 166 años cal AP), debido que presentó una suma polínica muy baja. El dendrograma (Figura 34) obtenido fue dividido de igual forma como se hizo para el dendrograma polínico, y en este caso se obtuvieron cuatro grupos. Todos los grupos fueron graficados en función del tiempo y se procedió como en el análisis anterior. Las muestras del grupo 1 están presentes en el periodo de 31 000 a 16 000 años cal AP. El grupo 2 está conformado por las muestras posteriores a 28,000 años cal AP con ausencia de muestras entre 26 000 a 22 000 años cal AP. El grupo 3, formado por únicamente 3 muestras, representa el periodo más antiguo. El grupo 4 está muy bien definido, abarcando el intervalo entre 26 000 a 22 000 años cal AP.

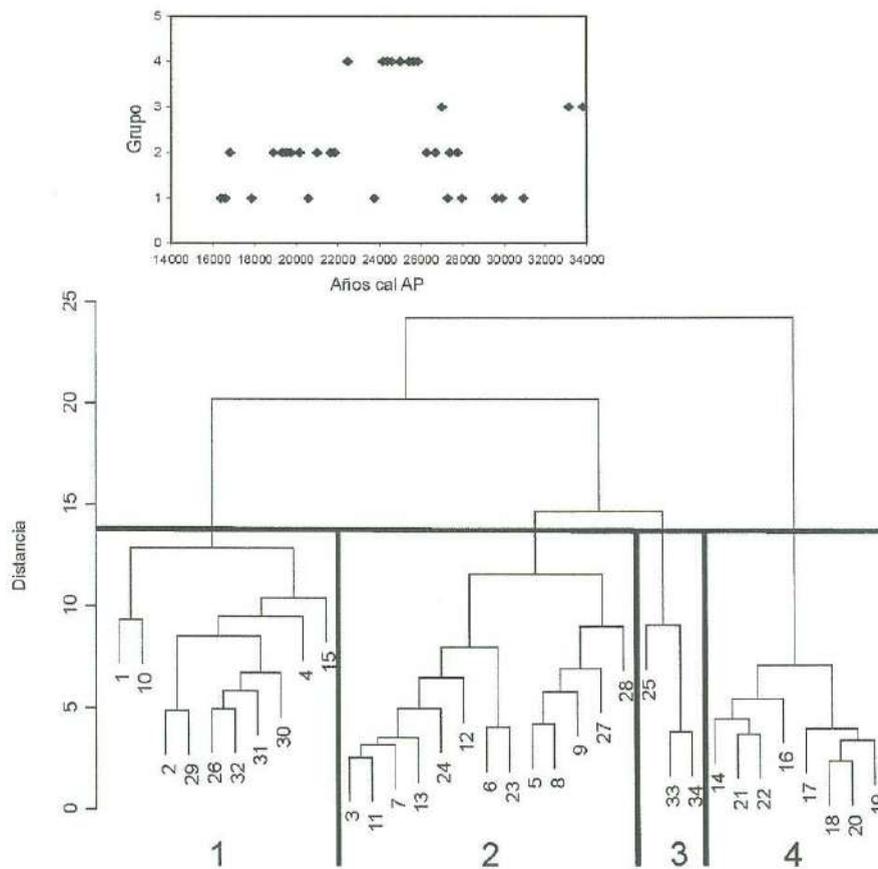


Figura 34. Análisis de agrupamiento (análisis cluster) de los diez taxones de polen principales, contenido de materia orgánica (PPI) y tamaño de grano de la secuencia de sedimentos de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".

En el análisis de componentes principales, las dos primeras componentes expresan ~49 % de la varianza (Figura 35). La primera componente se correlaciona positivamente con arena (phi 0,1 y 2) y negativamente con arcilla (de phi 6 a phi 11). Las muestras de polen no presentan correlación alta con esta componente (Figura 34).

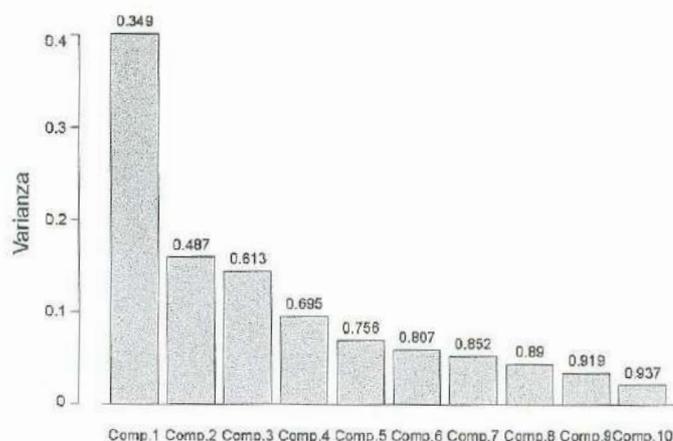


Figura 35. Distribución de la varianza entre las diferentes componentes obtenidas del ACP de los diez taxones de polen principales, contenido de materia orgánica (PPI) y tamaño de grano de la secuencia de sedimentos de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".

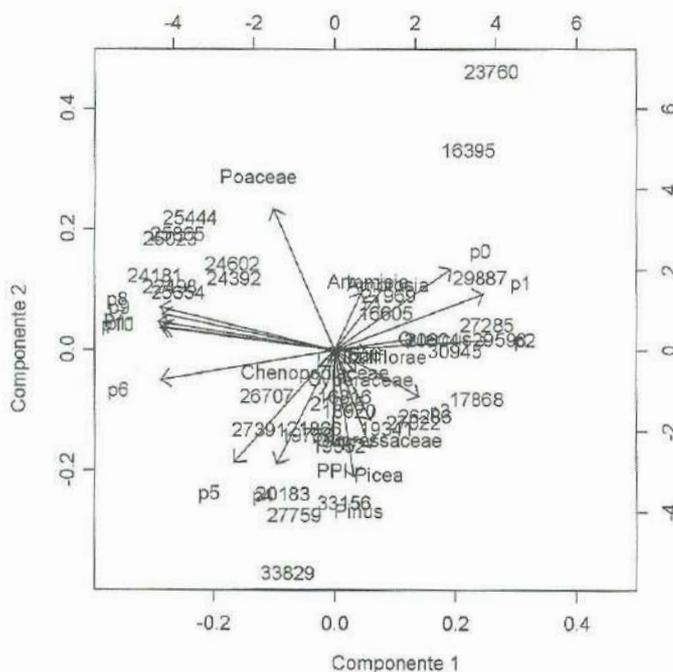


Figura 36. Plano de proyección de la primera y cuarta componentes del ACP de los diez taxones de polen principales, contenido de materia orgánica (PPI) y tamaño de grano de la secuencia de sedimentos de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".

La segunda componente se correlaciona positivamente con Poaceae y negativamente con limos, materia orgánica, y con los taxones de *Picea* y *Pinus*. La interpretación de los valores de la primera componente (Figura 37A) muestra un decremento en arcilla y limo en el periodo entre 34 000 a 26 000 años cal AP cuando la arena es más predominante. La segunda componente (Figura 37B) muestra que en este periodo Poaceae es menos abundante y *Picea* y *Pinus* son más predominantes. En el intervalo de 26 000 a 22 000 años cal AP, la arcilla es más predominante (correlación negativa en la componente 1), periodo en el cual Poaceae es más abundante. En el tercer periodo, posterior a 22 000 años cal AP la arena es más predominante al igual que *Picea* y *Pinus*, materia orgánica y limo, como se observó en el primer periodo. De todo lo anterior se puede inferir que las muestras formaron tres intervalos o periodos de tiempo: anterior a 26 000, entre 26 000 y 22 000 y posterior a 22 000 años cal AP. Se relaciona que el incremento en Poaceae está asociado con un aumento en arcilla, y el incremento en *Pinus* y *Picea* están asociados con un aumento en arena. Los taxones como Cupressaceae y Poaceae reflejan una asociación con *Pinus* y *Picea* y con *Ambrosia* y *Artemisia*, respectivamente.

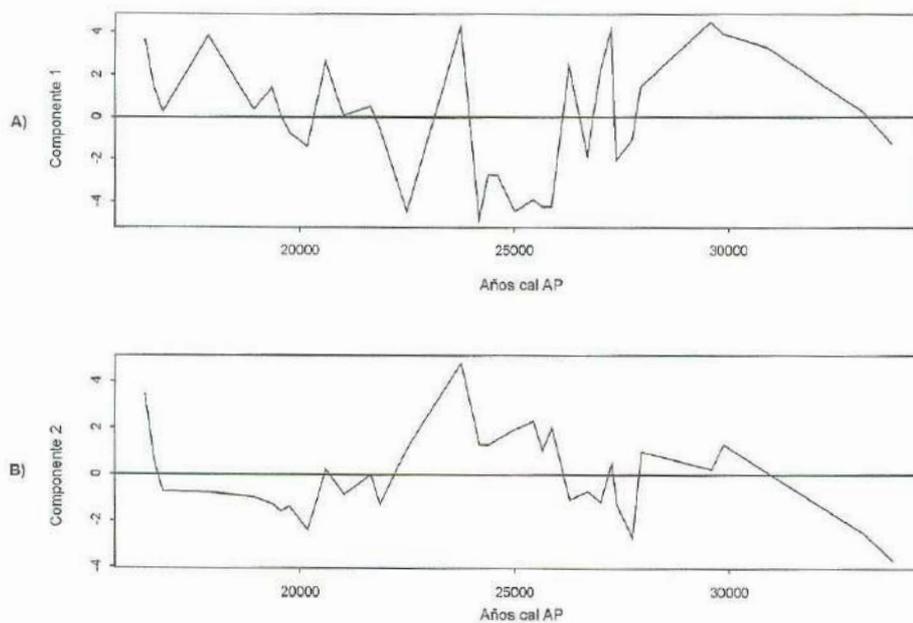


Figura 37. Representación gráfica de la primera (A) y segunda (B) componentes del ACP de los diez taxones de polen principales, contenido de materia orgánica (PPI) y tamaño de grano de la secuencia de sedimentos de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".

3.8.6. Influjo Polínico

La Figura 38 muestra el diagrama de "influjo polínico" o "tasa de deposición polínica", el cual representa el número de granos de polen acumulados en un cm^2 de superficie por año. En general, los valores de influjo fueron bajos en el periodo de tiempo que abarca la secuencia (20, 000 años) reflejando una baja productividad de polen.

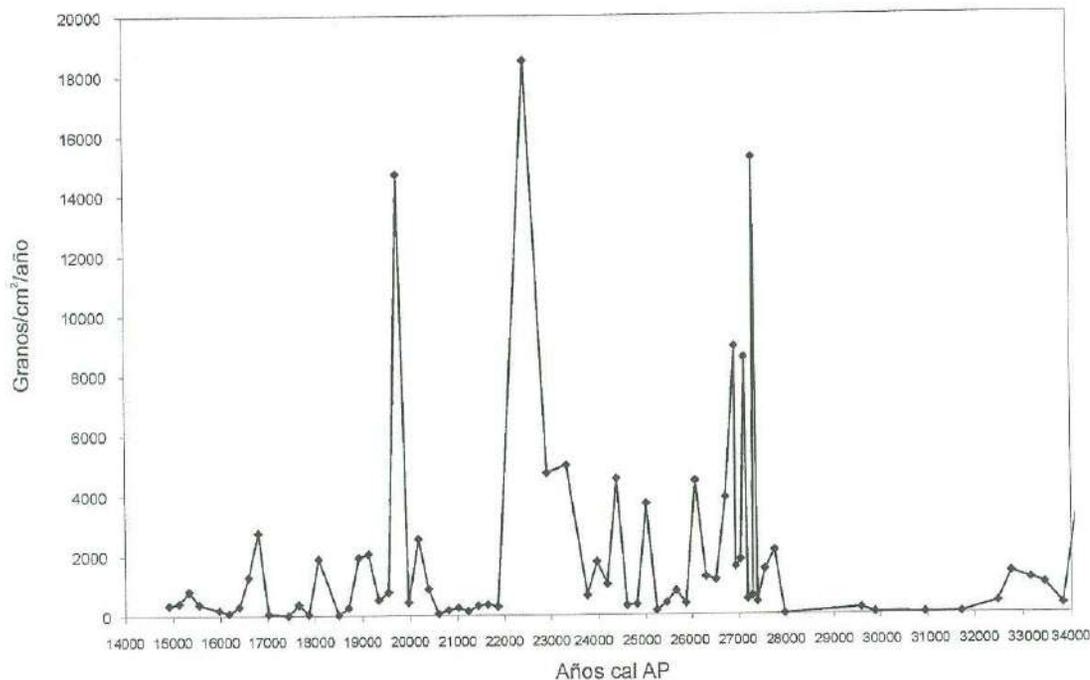


Figura 38. Diagrama de influjo polínico (número de granos de polen incorporados anualmente por unidad de área [cm^2] del sustrato) de la secuencia de sedimentos de la Cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".

En algunos niveles la depositación de polen fue inferior a los $500 \text{ granos/cm}^2/\text{año}$. Los incrementos ligeros que se presentan, particularmente a partir de 28 000 años cal AP, se corresponden con niveles donde predominan el limo. Las concentraciones más altas registradas en el diagrama de 15 200, 18 500 y 14 700 $\text{granos/cm}^2/\text{año}$ se tienen en niveles donde el sedimento presenta contenido alto de arcilla. El diagrama podría reflejar un paisaje abierto con muy baja densidad de árboles, dominado por hierbas. Sin embargo, la abundancia de polen herbáceo tampoco parece indicar una alta proporción de polen, a excepción del intervalo de 24 200 a 21 800 años cal AP donde la proporción de polen de Poaceae refleja un incremento. Es posible que los procesos de sedimentación o cambios en la humedad edáfica de la cuenca, que aceleran el proceso de oxidación, redujeran la concentración de polen en el sedimento o que el limo atrapa mejor o más fácil los granos de polen.

CAPITULO 4. *Discusión*

La secuencia sedimentaria de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco" cubre un período de depositación de 20,000 años, comprendidos entre ca. 34,000 y 14,900 años cal AP, periodo que abarca el último glaciar y dentro de éste, el Último Máximo Glaciar, así como parte de la deglaciación. Los resultados obtenidos de los distintos análisis realizados en este estudio, sugieren que durante el periodo de tiempo que cubre la secuencia (Pleistoceno tardío) ocurrieron variaciones en el aporte sedimentario y en la vegetación que rodeaba la cuenca, debidos a cambios climáticos globales y/o regionales. El registro sedimentario de la cuenca sugiere que condiciones más frías y más húmedas que el presente prevalecieron en ésta durante todo el periodo registrado. Al final del Wisconsin medio (37,000 y 34,000 años cal AP) y en el Último Máximo Glaciar (23,000 -18,000 años cal AP), dichas condiciones fueron particularmente húmedas, aunque dentro de este último periodo, a 20,600 años cal AP, se registra una intensa pulsación fría y seca, y se infiere que incrementos abruptos en las frecuencias de polen de Poaceae y decrementos de *Pinus* corresponden a los eventos Heinrich H1, H2 y H3 que se registran como periodos fríos y secos (ca. 31,000, 26,000-23,000 y 16,000 años cal AP). El paralelismo entre los resultados paleoclimáticos del registro del Atlántico Norte (Bond *et al.*, 1997) y de esta secuencia, indica que los cambios climáticos asociados con las variaciones de la Capa de Hielo Lauréntida tuvieron impactos tan lejanos, que no sólo afectaron la parte cubierta por hielo y regiones adyacentes, sino que también tuvieron su impacto en el noroeste de México.

4.1. Cambios sedimentológicos en la cuenca de El Aguaje del Caballito Blanco en el Pleistoceno tardío

En comparación con las cuencas marinas, los procesos sedimentológicos en cuencas continentales son muy difíciles de interpretar, debido a que en estas últimas por lo general, la sedimentación suele ser muy variada con tiempos de tasas altas y bajas. Un factor importante que influye en los procesos sedimentarios en escenarios continentales, es el tamaño de la cuenca. Si la cuenca es pequeña la influencia de condiciones locales siempre va a afectar los procesos de sedimentación. La cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco" representa un ejemplo de este tipo de cuencas; sin embargo, debido a su situación geológica constituye un sistema cerrado que permite tener un mejor control sobre los factores que la afectan. Con el estudio geoquímico llevado a cabo del sedimento y de rocas, se pudo definir que los sedimentos no provienen de fuentes externas, sino que su fuente principal son las rocas dacíticas que

constituyen el basamento de la cuenca. El comportamiento tan constante de los elementos de transición, V, Cr, Co, Cu y Zn (Tabla 10), confirma la poca dispersión y el transporte bajo de estos sedimentos. Aun así, los niveles más superficiales mostraron un enriquecimiento en REE livianas, lo cual sugiere que los sedimentos más jóvenes $\leq 15,000$ años, pudieron haber sufrido un mayor transporte o proceder de otra fuente, en este caso la riolita.

Los sedimentos reflejan que a lo largo del tiempo las condiciones en la cuenca han variado dramáticamente; de ser una cuenca parcialmente cubierta por agua, la cual presentó oscilaciones en el nivel de agua, pasando a ser una cuenca prácticamente seca. La relación en el tamaño de grano, desviación estándar y sesgo de los sedimentos sugiere que los cambios en el nivel de agua en la cuenca, pudieron haber sido controlados principalmente por el clima. Estos cambios de sedimentación registraron periodos húmedos y secos, los cuales también fueron evidentes en las secuencias de polen. Los periodos de mayor humedad indican condiciones más tranquilas de sedimentación, se correlacionan con niveles de sedimento más fino con mayor contenido de material orgánico, así como mayor concentración de polen, sugiriendo un nivel de agua alto en la cuenca. Los periodos secos están correlacionados con niveles de sedimento grueso, eventos de fuegos (fragmentos de carbón), disturbio de sedimentos, menor concentración polínica, bajo contenido en materia orgánica, evidencia de oxidación y presencia de minerales evaporíticos (yeso), indicando un nivel de agua más bajo en la cuenca.

Los resultados estadísticos del análisis sedimentológico sugieren que en el periodo de tiempo que cubre la secuencia, se marcan tres grandes etapas (zonas) dentro de las cuales existieron variaciones en las características del sedimento (Fig. 25A):

La **zona 1** (34,000 a 28,000 años cal AP) que corresponde al primer metro de sedimento, presentó condiciones mucho más reductoras que el resto de la secuencia. A pesar de que en los niveles de sedimento que constituyen esta zona su componente principal es la arena, las condiciones para la conservación de polen fueron mejores que en el resto de la secuencia. Esto fue debido posiblemente, a que estos sedimentos siempre estuvieron sumergidos bajo un tirante de agua, es decir, bajo condiciones más reductoras que permitieron mejor conservación de los granos de polen y relativamente mayor concentración de materia orgánica que en el resto de la secuencia.

El periodo más antiguo representado en la secuencia, de 34,000-31,000 años cal AP, compuesto por limo grueso muy mal clasificado en la base seguidos por arena muy fina con mala clasificación, sugiere alta energía de depósito. La disminución progresiva del contenido de materia orgánica refleja que las condiciones fueron más húmedas al inicio de la

sedimentación como lo sugiere López Higuera (2003) y progresivamente fueron más secas. De 31,000 a 28,000 años cal AP el sedimento indica condiciones más secas. Varios niveles consecutivos de carbones registrados a ca. 31,000 años cal AP sugieren un periodo relativamente seco que prevaleció durante este tiempo. Así lo muestra también la secuencia polínica. En este nivel, la arena se encuentra mezclada con limo y presenta abundantes fragmentos de carbones y de roca que evidencian la frecuencia de incendios. Se interpreta que la pérdida de vegetación debida a incendios repetidos, desnuda la superficie dejándola más expuesta a la erosión. El inicio de condiciones más áridas en la cuenca a 31,000 años cal AP coincide con los resultados de Palacios-Fest *et al.* (2002) que sugieren una reducción de humedad efectiva en laguna Babícora, Chihuahua, a partir de ca.31,000 años cal AP (28,465 años ^{14}C AP) y hasta alrededor de 17,000 años cal AP (16,342 años ^{14}C AP).

La **zona 2** (28,000 a 23,000 años cal AP) que abarca los 50 cm siguientes se consideró como una zona que marca el cambio hacia condiciones oxidantes. También en la cuenca de Alta Babícora, Chihuahua, Metcalfe *et al.* (2002) registraron un cambio a condiciones más áridas a partir de ca. 29,000 años cal AP hasta alrededor de 10,500 años cal AP: la flora de diatomeas registrada en esa secuencia, indica un lago generalmente poco profundo y más turbio que en otros periodos de tiempo registrados en la secuencia. Así mismo, el registro de polen de la misma secuencia indica condiciones más frías y secas (no taxones termófilos y polen más deteriorado) en ese mismo periodo de tiempo. Esta zona puede dividirse a su vez en dos etapas como lo indica el análisis estadístico (apartado 3.8.2). De 28,000 a 26,000 las características del sedimento reflejan condiciones de transición más secas que la zona 1 pero más húmedas que la etapa siguiente y de 26,000 a 23,000 años cal AP reflejan condiciones muy secas. En el primer periodo, los granos de polen se conservaron en buen estado y en el segundo, se mostraron gastados y la mayoría rotos. Los altos y bajos en materia orgánica que se observaron en esta zona podrían indicar mayores fluctuaciones en el nivel de agua en la cuenca.

En el periodo de 28,000-26000 años cal AP se registra entre 78 y 101 cm de altura del perfil, un nivel de sedimento muy fino de limo y arcilla, muy orgánico, con fragmentos de carbón, muy diferente al resto de los otros niveles en la secuencia. En este nivel se registró más alto contenido en materia orgánica y humedad (López Higuera, 2003) que en ningún otro periodo en la secuencia, sugiriendo posiblemente un periodo más húmedo y un nivel de agua más alto en la cuenca que permitió una depositación más tranquila. Se interpreta que este nivel, que fue datado en ca.37,000 años cal AP ($34,600 \pm 700$ años ^{14}C AP) y ca. 34,000 años cal AP ($30,960 \pm 240$ y $31,110 \pm 310$ años ^{14}C AP), proviene de otra capa de sedimento más

antiguo, y que fue redepositado por encima de sedimentos más jóvenes en la cuenca (ver apartado 4.2), aunque en la secuencia polínica este cambio no se manifiesta. Los sedimentos suprayacentes e infrayacentes al nivel exógeno están compuestos por arena y limo con abundantes fragmentos de carbón, con bajo contenido en materia orgánica y presentan características muy parecidas, lo que refuerza la hipótesis de que el nivel de sedimento depositado a 28,000 años cal AP proviene de otro lugar de la cuenca, previamente formado.

De 26,000 a 23,000 años cal AP ocurre otro cambio en la sedimentación sugiriendo condiciones más secas aunque siempre más húmedas que las actuales. Los sedimentos del tamaño de limo con horizontes de arena y abundantes fragmentos de roca, se muestran oxidados e indican que el nivel de agua en la cuenca fue más bajo. A ca. 24,800 años cal AP se presenta un nivel de carbón de 2 mm de espesor, seguido por otro nivel más potente de 1 cm de espesor ca. 24,500 años cal AP, sugiriendo la presencia de varios eventos de fuego que se presentaron durante este tiempo. En los últimos 500 años de este periodo, se registra una capa de sedimento más fino compuesto por limo fino amarillo, el cual se encuentra intercalado con limo negro arcilloso, dando la apariencia de presentar cierta estratificación ondulada. Esta estratificación pudo haberse formado debido a que esta capa de sedimento fino pudo servir como una capa impermeable a los fluidos provenientes de niveles de sedimento superiores de tamaño de grano más grueso, los cuales presentan mayor porosidad. En el periodo de 24,000 a 23,000 años cal AP el sedimento refleja condiciones mucho más secas que en periodos anteriores. Intercalaciones de arena oxidada no consolidada con limo, las cuales presentan muy bajo contenido en materia orgánica (el más bajo valor registrado en la secuencia), indican que el nivel de agua en la cuenca fue más bajo. Una sedimentación cada vez más gruesa con abundantes fragmentos de roca de tamaños centimétricos provenientes de los bordes de la cuenca y la presencia de mineral evaporítico (yeso), indican un periodo más seco. Se puede inferir que el aporte del sedimento no se debió a un transporte por flujo de agua, sino a una fuerte erosión y transporte de sedimento en masa por efecto de gravedad. Posiblemente los incendios registrados en este periodo de tiempo eliminaron la cubierta vegetal dejando la superficie más susceptible a la erosión.

Las condiciones oxidantes debidas a las oscilaciones en el nivel de agua en la cuenca, la desintegración de materia orgánica y el tamaño de grano de los sedimentos, fueron un factor importante para la formación de mineral evaporítico. Los sedimentos de tamaño de grano grueso (arena) permiten mayor circulación de fluidos, los cuales pueden quedar atrapados si una capa de sedimento más fino estuvo depositada en algún nivel inferior a éstos. Las soluciones que quedaron atrapadas entre el sedimento, generalmente ricas en azufre debido a

la oxidación de materiales del suelo que son ricos en sulfuros (principalmente pirita), si están frecuentemente asociadas a periodos áridos o de mayor evaporación, precipitan dando lugar a la formación de yeso (Walker y James, 1992). En regiones áridas, el sulfato puede aparecer más tangiblemente en forma de cristales de yeso (CaSO_4) o menos común en sulfatos de hierro. A pesar de la aridez del clima sólo los minerales evaporíticos de relativamente baja solubilidad como el yeso, precipitan de la solución. Cuando la solución se sobresatura en iones SO_4^{2-} debido a la evaporación, el yeso empieza a precipitar de la solución y continua precipitando a medida que la evaporación continua. El ion sulfato en condiciones oxidantes, también pudo haber sido aportado por las rocas volcánicas que afloran en el sitio de estudio y el Ca por la descomposición de la materia orgánica. Los minerales sulfatados en general aparecen sólo en rocas sedimentarias cuyo origen es demostrablemente en aguas bien aireadas por la exposición a la atmósfera (Krauskopf, 1979). Por lo tanto, los cambios en la humedad edáfica en la cuenca, fueron un factor importante en el crecimiento de los cristales intersticiales de yeso en el sedimento.

La **zona 3** (ca. 23,000 a 14,900 años cal AP) registró dos periodos. En el primero de 23,000-18,000 años cal AP, los sedimentos compuestos por limo indican en general, condiciones de mayor humedad aunque con una fase intermedia seca. De 23,000 a 22,000 años cal AP se presenta un nivel de sedimento compuesto por limo de color beige diferente a los sedimentos infrayacentes y suprayacentes por la ausencia de fragmentos de roca. Texturalmente y en su color, es muy parecido a la degradación de la roca dacítica del basamento de la cuenca (muestra de referencia para geoquímica, apartado 3.7). Este nivel presenta un influjo polínico elevado, el más alto que se registra en la secuencia, lo que pudiera denotar condiciones más húmedas. De 22,000 a 18,000 años cal AP sin embargo, el sedimento se presenta oxidado y con pequeños cristales de yeso con óxido de hierro y se observaron algunos fragmentos de roca y de carbón de tamaños más pequeños, que caracterizan un periodo seco. Después el sedimento cambia, de nuevo, presentando una mejor clasificación en el tamaño de grano y niveles subhorizontales de materia orgánica que se acuñan, indicando una depositación más tranquila bajo una tirante de agua. Posiblemente éste fue un periodo más húmedo en el que la cuenca alcanzó uno de los niveles más altos de agua. Condiciones de mayor humedad para este tiempo fueron registradas en la cuenca San Felipe, Baja California, por Ortega Guerrero *et al.* (1999). Este periodo corresponde al Último Máximo Glaciar, el cual en muchas secuencias se inicia ca. 23,000 años cal AP (ca. 21,000 años ^{14}C AP) y es caracterizado por condiciones de mayor humedad en el suroeste de Estados Unidos y el norte

de México (Van Devender *et al.*, 1987; Van Devender, 1990a, 1990b; Thompson *et al.*, 1993; Metcalfe *et al.*, 2000, 2002); donde los lagos mostraron niveles altos durante este tiempo.

El segundo periodo de esta zona abarca de 18,000 a 14,900 años cal AP y representa la zona de mayor oxidación del sedimento en la secuencia. Se constituye por niveles de sedimento grueso (arena principalmente con fragmentos de roca) que sugieren mayor permeabilidad. Al parecer estos sedimentos fueron depositados cuando el nivel de agua en la cuenca fue bajo. La degradación sumamente alta de los granos de polen en este periodo indica retrabajo y condiciones más oxidantes y subaéreas. La parte superior de la secuencia fue más pobre en contenido polínico e incluso algunos niveles mostraron ser estériles. En la zona reductora, de la base de la secuencia, también se encontraron niveles muy pobres en polen, pero su estado de conservación era mejor, mientras que entre 18,000 y 14,900 años cal AP el polen está fuertemente degradado. La cantidad absoluta de polen fue más que nada influenciada por factores sedimentológicos y tafonómicos. El sedimento de tamaño de grano grueso (arena principalmente) sugiere una tasa de sedimentación más alta y por lo tanto, la concentración de polen fue más baja. Un sedimento grueso presenta mayor porosidad entre los granos y por lo tanto mayor permeabilidad, lo cual permite mayor circulación de agua (Boggs, 2001) y presencia de aire en el sedimento, lo que provoca una oxidación más rápida de los granos de polen.

Entre 18,000 y 15,900 años cal AP, las intercalaciones de arena oxidada y no oxidada y arena muy fina con bajo contenido en materia orgánica, las cuales presentan fragmentos de roca hacia la parte superior, sugieren que el nivel de agua en la cuenca fue bajo y fluctuante. Los niveles estériles en contenido polínico, podrían indicar fases con un nivel de agua más bajo en la cuenca, que incrementó los procesos de oxidación del sedimento y de los granos de polen. Por otro lado, se registró también un nivel de carbones de 0.5 mm de espesor que registra un evento de fuego centrado a ca. 16,600 años cal AP, que ha sido relacionado con condiciones secas que prevalecieron en la cuenca durante este periodo de tiempo. Después de este evento se presenta un nivel de limo medio el cual cambia a arena fina hacia la parte superior de la secuencia hasta donde se termina la sedimentación (14,900 años cal AP). Al parecer el nivel de agua en la cuenca de El Aguaje del Caballito Blanco cada vez se volvió más intermitente hasta llegar a la desecación. La cuenca se colmató de sedimento lo que causó el cese de su actividad. Los datos geoquímicos indicaron que los sedimentos más superficiales =15,000 años cal AP tuvieron una mayor influencia de la fuente riolítica que se localiza en el límite N y NE de la cuenca. El tamaño grueso y la mala clasificación de los sedimentos en estos niveles superficiales, parecen indicar un aporte por gravedad de la vertiente NNE y no

por flujo de agua. En otra localidad relativamente próxima al sitio de estudio, hacia el oeste del Desierto Sonorense en Laguna Seca San Felipe, Baja California, el registro polínico se termina a 13,000 años AP, del mismo orden de edad como en El Aguaje del Caballito Blanco.

4.2. Inversión de edad y resedimentación

Una inversión de edad ha sido reportada en la parte inferior de la secuencia a 96 cm de altura (28,000 años cal AP). El nivel de sedimento en el que se tomó la muestra 3 para fechamiento, tres veces fechada (Tabla 7) es diferente al resto de los niveles (ver zona 2, apartado 3.6): se trata de un nivel muy orgánico, que destaca en la sección de sedimento predominantemente inorgánico. Al parecer este nivel corresponde a niveles estratigráficamente más antiguos depositados en otro lugar de la cuenca, con anterioridad al inicio de la sedimentación en CB2 y resedimentado en CB2. El hecho de que el paquete de sedimentos de 23 cm de espesor sea de origen alóctono, explica que en el periodo de tiempo entre 28,000 y 26,000 años cal AP se presente la máxima tasa de sedimentación de la secuencia (Fig. 8 y Fig. 20). Si calculamos la tasa de sedimentación entre 28,000 y 26,000 años cal AP sin considerar el nivel orgánico resedimentado, los valores son del mismo orden que los contiguos en la secuencia. El tratamiento estadístico de los datos sedimentarios (Fig. 25A) también muestra la perturbación que produce en la sedimentación el depósito de material alóctono, en forma de una variabilidad fuerte del curso de la primera componente del análisis de componentes principales, coincidente con los niveles exógenos.

La máxima diversidad de taxones encontrados en este nivel alóctono, la mayor concentración de material orgánico y el tamaño de grano fino (limo y arcilla) sugieren condiciones de depósito por flujo de agua. Asumiendo que la cuenca no presenta una topografía regular, posiblemente después de un periodo de sequía intensa si las condiciones climáticas cambiaron a un periodo de mayor humedad, este nivel de sedimento más antiguo fue deslavado de algún borde de la cuenca y redepositado por encima de sedimentos más recientes. En el perfil se observa este nivel aflorando en una longitud de alrededor de 4 m y con una potencia media de alrededor de 23 cm.

4.3. Cambios de vegetación en la cuenca de El Aguaje del Caballito Blanco al final del Pleistoceno tardío

El registro polínico de la cuenca de estudio abarca la parte final del Wisconsin medio (ca. 34,000 a 23,000 años cal AP según los límites establecidos por Anderson, 1993) y el Wisconsin tardío (23,000 a 14,000 años cal AP). De acuerdo a los resultados estadísticos del

análisis conjunto de polen y sedimento estos cambios fueron representados en tres zonas de paleovegetación, las cuales fueron divididas en subzonas. La zona I (34,000 a 28,000 años cal AP) fue dividida en tres subzonas; la zona II (28,000 a 23,000 años cal AP) se dividió en dos subzonas y la zona III (23,000 a 14,000 años cal AP) que comprende tres subzonas (Fig. 8).

Durante estos periodos de tiempo, la secuencia polínica indicó que la vegetación en el sitio de estudio era diferente a la que existe actualmente. El área que hoy día está cubierta por bosque de encino y bosque de pino y encino, estuvo rodeada por un bosque mixto de coníferas más o menos abierto compuesto principalmente por *Pinus*, *Abies*, *Picea* y *Pseudotsuga* al final del Pleistoceno tardío.

La abundancia en el polen pino y la baja proporción del polen de encino de 34,000 a 33,500 años cal AP (zona I-1), sugieren que los límites altitudinales del bosque de pino y encino y bosque de pino fueron diferentes a sus límites actuales. La baja proporción que registra el polen de encino indica posiblemente su aporte lejano o a la presencia escasa de árboles en el sitio. En el bosque mixto de coníferas que se extiende actualmente en la región entre 2300 y 2800 m de altitud, también crecen algunos individuos de *Quercus rugosa* y *Q. sideroxylla* (Martin *et al.*, 1998), y en el noroeste de Sonora, es el encino de hoja caduca *Q. gambelii* la especie que crece en ese tipo de bosque de coníferas. Sin embargo, el encino tiene mayor distribución en la franja de altitud de alrededor de 1000 a 1800 m en el NW de la SMO. En la región de El Kípor hoy día el encino se encuentra dominando la vegetación y el pino se restringe a un área muy limitada por arriba de los 1700 m de altitud. Por otro lado, actualmente *Abies*, *Picea* y *Pseudotsuga* no se localizan en el área de estudio, y se restringen por arriba de los 2000 a 3200 metros de altitud en ambientes mucho más fríos y húmedos (Rzedowski, 1994; Martin *et al.*, 1998; Felger *et al.*, 2001; George Ferguson, com. pers., 2005). Sabiendo que el sitio de estudio se localiza a 1594 m de altitud, se sugiere que las comunidades de bosque con estas coníferas, tuvieron que descender por lo menos 400 m en altitud al final del Pleistoceno tardío. Una vegetación similar se estima para hace 37,000 años cal AP, fecha obtenida en el nivel alóctono muy orgánico que proviene de la misma cuenca (apartado 4.2). La presencia de *Pinus*, *Abies*, *Picea* y *Pseudotsuga* de manera constante a 37,000 años cal AP y de árboles como *Ostrya* y *Tilia* que ocupan sitios húmedos en el bosque, sugiere condiciones de humedad edáfica y ambiental alta en la cuenca y un bosque relativamente cerrado. También en el Desierto Sonorense, en la Laguna seca San Felipe, Baja California se registró un periodo de mayor humedad de ca. 47,000 a ca. 37,000 años cal AP (ca. 44,000 a ca. 34,000 años ¹⁴C AP) y mayor abundancia de polen de *Pinus* (Lozano García *et al.*, 2002).

A ca. 32,000 años cal AP en la zona I-2 (33,500-31,000 años cal AP) se registró un primer evento de fuego, bajo la forma de un nivel de fragmentos de carbón indicando condiciones más secas. Es el primer nivel muy potente y visible de carbones que se registra en la secuencia y en realidad está constituido por varios niveles que sugieren una recurrencia de incendios, lo que marca el fin de un periodo más húmedo y se inicia un periodo más seco. Una reducción en la proporción de pinos y un incremento en Poaceae podrían indicar un paisaje más abierto a consecuencia posiblemente de los incendios repetidos en el área durante este tiempo. Esta apertura en el paisaje permitió mayores aportes polínicos de *Picea*, Cupressaceae y también *Quercus*. Los porcentajes bajos (<1%) que presentaron *Abies* y *Pseudotsuga* parecen reflejar que ambos géneros no se encontraban de manera local en el sitio, pudiendo localizarse no muy lejos, pero fuera de la cuenca.

De 31,000 a 28,000 años cal AP (Zona I-3) se registró una mayor proporción en el polen de pino y un decremento en el de encino y Poaceae. El valor del influjo polínico es sumamente bajo, incluyendo el valor más bajo de toda la secuencia (27 granos/cm²/año). Este valor nos sugiere que el polen de pino que domina la secuencia polínica es un aporte lejano y denota la ausencia de poblaciones de coníferas cercanas.

A 28,000 se deposita el nivel alóctono; es posible que un ligero incremento de humedad (mayor influjo polínico) después de un periodo seco, haya ocasionado el deslizamiento de ese nivel alóctono de sedimento. De 28,000 a 26,000 años cal AP (zona II-1) el polen de Poaceae presentó un incremento, y el polen de pino adquirió menor proporción.

En el periodo de 26,000 a 23,000 años cal AP (zona II-2), los taxones arbóreos disminuyeron en términos generales y la proporción de zacates (Poaceae) se incrementó considerablemente, registrando un paisaje de parque mucho más abierto que en cualquier periodo de tiempo registrado en la secuencia (valor de influjo polínico de 0.3 - 4.7 x10³ granos/cm²/año). Los porcentajes bajos de taxones arbóreos indicaron transporte de largas distancias, de altitudes más bajas o quizá más probablemente de los bosquetes confinados a cañadas. La cobertura de vegetación arbórea sobre pendientes inmediatas alrededor de la cuenca fue probablemente relativamente escasa como lo sugieren las bajas concentraciones de polen en este periodo en la secuencia (Figura 38) y la naturaleza inorgánica del sedimento, indicando un volumen bajo de materia orgánica en la cuenca. La desaparición de *Abies*, la alta proporción en el polen de Poaceae y la baja proporción en el polen de *Pinus*, *Picea* y *Pseudotsuga* a lo largo de este periodo, podrían reflejar un paisaje muy abierto de pastizal o páramo. Actualmente las zonas de pastizal de alta montaña se localiza por arriba de los 3000 m de altitud en la porción oriental de la Sierra Madre Occidental en el estado de Durango

(Rzedowski, 1994). Dado que la cuenca se localiza a 1600 m de altitud, podemos sugerir que la línea de bosque en este tiempo tuvo una depresión de 1400 m aproximadamente. El bosque denso continuo se localizaba a más baja elevación que el sitio, por lo cual las Poaceae pudieron alcanzar mayor desarrollo a consecuencia posiblemente de una aridez extrema del clima (Hooghiemstra y van der Hammen, 1998; Bush, 2002) y de un frío más intenso que prevaleció durante este periodo de tiempo. Anderson *et al.* (2000) también sugieren mayor desarrollo de vegetación herbácea y menor proporción en el polen de pino en la Meseta del Colorado, E.U.A., durante este tiempo.

Se conoce a partir del estudio de núcleos de hielo de la Antártica, que la concentración de CO₂ atmosférica fue mucho más baja en los periodos más fríos del último ciclo glaciario (Barnola *et al.*, 1991). El frío intenso estuvo por tanto asociado a bajas concentraciones de CO₂, y bajo estas condiciones se ven favorecidas las plantas con metabolismo C₄ como las gramíneas (Poaceae), en tanto que este efecto del bajo CO₂ es desfavorable para las plantas C₃ como los pinos y otros árboles (Ehleringer *et al.*, 1991; Bennett y Willis, 2000). Es conocido que este efecto limitante del CO₂ determina cambios de vegetación en la forma de fluctuaciones zonales y cambios en las comunidades de plantas (Flenley, 1998). Así también, en la cuenca de El Aguaje del Caballito Blanco, visiblemente el descenso de la temperatura y del CO₂ atmosférico junto con una aridez extrema, tuvieron como efecto la abertura del bosque, con la expansión de un paisaje de pastizal y el confinamiento de los árboles del bosque mixto de coníferas a enclaves protegidos, localizados y dispersos.

De 23,000 a 18,000 años cal AP (zona III-1) un periodo de condiciones en general relativamente húmedas permitió de nuevo la expansión del bosque. Tanto el periodo de 23,000 a 22,000 años cal AP como el de 20,600 a 18,000 años cal AP indican efectivamente cierta humedad (sedimento e influjo polínico). Así mismo, tanto el sedimento como la materia orgánica, muestran una humedad progresiva desde la base hasta el final de este nivel, que concuerda con un aumento progresivo de los porcentajes de polen de *Pinus* y disminución de los de Poaceae, reflejando un bosque cada vez más denso. Sin embargo, entre 22,000 y 20,600 años cal AP se marca un periodo seco caracterizado por muy bajo influjo polínico ($0.2 - 2 \times 10^3$ granos/cm²/año). La secuencia polínica muestra a 20,600 años cal AP un aumento de Poaceae y disminución de pino, reflejo de la abertura del paisaje, precedidos de un aumento de encino.

En el periodo comprendido entre 18,000 y 15,500 años cal AP (zona III-2) un incremento en Poaceae y la disminución en el polen de pino con respecto al final de la zona III-1, indican un paisaje más abierto. Posiblemente las condiciones no fueron tan secas como en la zona II-2,

ya que permitieron que *Abies* estuviera presente de nuevo en los alrededores de la cuenca. Sin embargo, un evento de fuego fechado a 16,600 años cal AP se correlaciona con una ligera disminución en las proporciones de *Pinus* y aumento de Poaceae. Posiblemente condiciones climáticas más cálidas y más secas favorecieron el fuego y la dominancia de los pastos sobre el pino. Un paisaje de parque persistió hasta ca.14,900 años cal AP (zona III-3). Alrededor de 15,500 años cal AP el polen de Poaceae fue más abundante, reflejando una vegetación de bosque abierto precedida de un desarrollo mayor de *Quercus*. Después de este tiempo el pino adquiere una extensión más amplia, permaneciendo un bosque de *Picea* resguardado posiblemente en medio del pinar abierto.

Las distintas zonas (según el análisis estadístico) muestran que los cambios de vegetación más importantes están determinados por cambios en la importancia relativa de taxones herbáceos, principalmente Poaceae, y de árboles. El polen de Poaceae predominó en la vegetación de la cuenca de 26,000 a 23,000 años cal AP (Figura 29A) y ello es paralelo a un influjo polínico bajo, es decir, menos depositación de polen que en otros periodos anteriores. Esto puede explicarse por una baja producción de polen debida a condiciones atmosféricas desfavorables que impidieron la producción de polen en un paisaje abierto, de parque; o bien, a una baja en el límite altitudinal de la línea de bosque, que quedaría por debajo de la cuenca. En el periodo siguiente, de 23,000 a 18,000 años cal AP, el pino fue el taxón más dominante en la vegetación de El Kípor, conformando un bosque mixto de coníferas con *Abies*, *Picea* y *Pseudotsuga*. Dado que este periodo incluye al Máximo Glaciar en Norte América (Clark, 1994; Dyke *et al.*, 2002; Metcalfe *et al.*, 2002) y se caracteriza por el máximo frío, resulta extraño que el límite altitudinal de la vegetación arbórea estuviera más alto entonces (es decir, con bosque en El Kípor) que en el periodo anterior menos frío (límite del bosque por debajo de El Kípor). En regiones tropicales sin embargo, se ha visto que la sequía prolongada es un factor más limitante que la disminución de la temperatura (Kutzbach *et al.*, 1993), y en estas regiones se reportan descensos de los límites de bosque de hasta 1500 m (Bennett y Willis, 2000). Jacobs (1985) y Anderson (1993) y Anderson *et al.* (2000) también reportan descensos altitudinales del bosque, aunque no tan pronunciados. Un cálculo aproximado del descenso de la vegetación arbórea entre 26,000 y 23,000 años cal AP en El Kípor, considerando un límite actual del bosque a 3000 m de altitud, nos daría una diferencia de altitud de 1400 m. Durante la mayor parte del máximo glaciar, después de 23,000 años cal AP, el límite estuvo más elevado, con una diferencia menor de altitud con respecto al actual, posiblemente debido a una humedad mayor. A 20,600 años cal AP nuestros datos sugieren que también descendió. Posiblemente el límite altitudinal de bosque continuo no estaba tan lejano a 1600 m, y los grandes porcentajes

de Poaceae en toda la secuencia se deban a que se trata de bosques más o menos dispersos, mixtos, de las coníferas *Pinus*, *Abies*, *Picea* y *Pseudotsuga*. La tasa de acumulación de polen (valores de influjo polínico, Fig. 38) en la secuencia El Aguaje del Caballito Blanco, indicó ser baja en comparación con otros registros (Maher, 1972; Craig, 1972; Heusser, 1974) para una vegetación de bosque. Los bajos valores de influjo polínico, sugieren también un paisaje más abierto y no muy productivo. Un paisaje con menos árboles, pero con zacates y otras hierbas podría producir más polen que el que sugieren estos valores. En particular, en los periodos de 32,000-28,000, 22,000-20,000, 18,000-17,000 y de 16,400-14,900 años cal AP, los valores de influjo polínico fueron extremadamente bajos, entre 0.02 y 1×10^3 granos/cm²/año. En el periodo seco de 26,000 a 23,000 años cal AP los valores de influjo oscilaron entre alrededor de 0.3 y 4.7×10^3 granos/cm²/año, donde los taxones herbáceos (principalmente Poaceae) fueron más abundantes. En el periodo de 23,000 a 22,000 años cal AP con mayor proporción de árboles, los valores de influjo polínico fueron los más altos, con 18.5×10^3 granos/cm²/año. Graig (1972) en el lago County, Minesota, registra valores de influjo de 1×10^3 granos/cm²/año en ambientes dominados por hierbas durante el pleniglaciario y final del último glaciario, y valores de 2×10^4 granos/cm²/año posterior al glaciario en bosques de *Pinus* y *Quercus*. De acuerdo a un estudio llevado a cabo por Hicks y Hyvärinen (1999) en sedimentos de lagos de Finlandia, los valores de influjo en muestras de superficie para *Pinus* fueron de alrededor de 2×10^3 granos/cm²/año en el sitio de bosque de pino, alrededor de 0.25×10^3 granos/cm²/año en el sitio donde el pino no está presente localmente y valores intermedios de 0.75×10^3 granos/cm²/año en el sitio de límite de bosque de pino. Estos autores sugieren que el valor límite para la presencia/ausencia de pino en la vecindad inmediata es de 0.5×10^3 granos/cm²/año. En el periodo de 26,000 a 23,000 años cal AP, los sedimentos de El Kípor no alcanzan los 0.5×10^3 granos/cm²/año, lo que indica una vez más que el bosque no estaría en la vecindad inmediata.

El pino y el encino producen grandes cantidades de polen y el bajo influjo que presentan estos taxones en la secuencia de El Aguaje del Caballito Blanco sugiere ya sea que (a) las poblaciones más cercanas se localizaban lejos de la cuenca, (b) la productividad de polen regional era baja, (c) la circulación atmosférica impedía el transporte de polen al sitio ó (d) algún factor en el lago redujo la concentración de polen en el sedimento. Tanto (a) como (b) y (d) son opciones razonables. Un modelo que estima la deposición de polen atmosférico en la superficie de un lago demuestra que el 30-45% del total de influjo polínico atmosférico para un lago de 100 m de radio proviene dentro de un área de 300-800 m. Sin embargo, las plantas producen diferentes cantidades de polen dependiendo de las habilidades de dispersión que tengan, con el resultado de que el área fuente de polen dependa del taxón concerniente

(Andersen, 1970). Jackson (1990) estudió las áreas fuente de polen de lagos pequeños (0.1-1.5 ha) en el noroeste de E.U.A. y demostró que los tipos de polen grandes con baja dispersión como *Picea* fueron provenientes de árboles que crecían dentro de un radio de 500 m de los lagos, mientras que *Quercus* y *Pinus*, que son tipos de polen que se dispersan fácilmente, fueron provenientes de áreas a distancias mayores a 1000 m de los lagos. Otros autores (Jackson y Wong, 1992; Sugita, 1994; Punning y Koff, 1997) han demostrado que la fuente de polen predominantemente local es la vegetación que crece en un área dentro de unos 200 m alrededor del lago. Por lo anterior, se puede inferir que la localización de las poblaciones de árboles en la cuenca El Aguaje del Caballito Blanco mostró avances y retrocesos al final del Pleistoceno tardío. Sin embargo, hay que tener en cuenta que los procesos tafonómicos también reducen la cantidad de polen en el sedimento. Se observó que los valores más altos de influjo se presentaron en sedimentos de tamaño de grano fino (limo y arcilla), siendo demasiado bajos en sedimentos de tamaño de arena, lo cual es conocido en la bibliografía.

El valor del influjo polínico puede depender en gran medida de diferentes factores locales en la cuenca, por lo cual estos valores pueden variar de un lugar a otro. Más trabajos sobre influjo polínico en la región podrían ser necesarios para ayudar a interpretar mejor estos resultados.

4.3.1. Paleodistribución de árboles del bosque mixto de coníferas

Abies

El porcentaje bajo que presentó *Abies* (<1%) indica un aporte externo. El registro polínico de la región de Oregón y el sur de Washington (Minckley, 1999) sugiere que un porcentaje < 2% en el polen de *Abies* indica la ausencia local del abeto en el área. En la lluvia polínica actual de la región de El Kípor (Ortega-Rosas, 2003) sólo se reporta un grano de polen en una muestra. La población más cercana al sitio de estudio es Mesa El Campanero a 40 km de distancia al W de El Kípor; donde *Abies durangensis* se encuentra confinado a dos cañones a 2200 m de altitud (Martin *et al.*, 1998). Existen otras poblaciones más alejadas del sitio a elevaciones que superan los 2700 m de altitud hacia el este, en el estado de Chihuahua (Felger *et al.*, 1998) y una a 1700 m al pie de la cascada de Basaseachic, en su zona más húmeda. La distribución de *Abies* se restringe a cañadas y barrancas más o menos profundas, con una humedad edáfica y ambiental alta (Rzedowski, 1994). Por lo tanto, estos datos confirman que *Abies* estuvo presente en el Pleistoceno tardío en los alrededores de la cuenca

posiblemente restringido a sitios más húmedos que los que ocuparon *Picea* y *Pseudotsuga*, ocupando un área más pequeña.

Picea

Los porcentajes de polen de *Picea* fueron más altos (próximos al 5 y hasta 8%) en comparación con *Abies* y *Pseudotsuga*. En muestras de lluvia polínica actual de la región de Oregón y el sur de Washington, Minckley (1999) reporta porcentajes de polen de *Picea engelmannii* que varían entre 3 y 10%, aun cuando *Picea* se encuentra de manera local en el sitio. Davis (1995) en muestras de lluvia polínica actual del oeste de E.U.A. registra porcentajes de *Picea* =5% en poblaciones locales. El registro de lluvia polínica de la cuenca Cuatro Ciénegas, Coahuila, muestra porcentajes de *Picea* =1% cuando en la vegetación local no se encuentra (Meyer, 1973). Un estudio para el Wisconsin medio llevado a cabo por Jacobs (1985) en Arizona, registra porcentajes de polen de *Picea* de 4 a 10%, los cuales son interpretados como que *Picea* estuvo presente de manera local en el sitio. Jacobs (1985) sugiere que el polen de *Picea* no se dispersa lejos de su punto de origen comparado con *Pinus*, representando árboles locales. En registros de lluvia polínica actual para la región de El Kípor (Ortiz-Acosta, 2003; Ortega-Rosas, 2003) no se registró ningún grano de polen perteneciente a *Picea*. Actualmente *Picea* no crece en Sonora y se restringe en el norte de México a altitudes entre 2000 y 3200 m (Felger *et al.*, 2001; Ferguson, com. pers., 2005). Las especies reportadas más próximas al sitio de estudio son *Picea chihuahuana* y *Picea mexicana*, las cuales se localizan al este en Chihuahua, y *Picea engelmannii* al sur de Arizona. *Picea chihuahuana* es considerada una especie endémica de la parte norte de la Sierra Madre Occidental (Martin *et al.*, 1998). Nuestros datos sugieren que *Picea* crecía en el sitio, teniendo una mayor dispersión que *Abies* y *Pseudotsuga* durante el Pleistoceno tardío. Considerando que en un registro de polen para el Wisconsin medio del centro de México (Lozano-García *et al.*, 1993) se obtuvieron porcentajes inferiores al 1 y 2%, cuando actualmente *Picea* está ausente de esa región, nuestros datos reafirman que *Picea* tuvo mayor extensión en los bosques pleistocenos de México, y ocupó tanto altitudes como latitudes más bajas.

Pseudotsuga

Pseudotsuga, al igual que *Picea*, tiene una representación continua a lo largo de la secuencia. A pesar de que *Pseudotsuga* ocupa habitats análogos a los de *Abies*, reportó porcentajes más altos que los de *Abies*. Según el estudio de Minckley (1999) sobre muestras de lluvia polínica actual de la región de Oregón y el suroeste de Washington, un porcentaje <

2% en el polen *Pseudotsuga* indica que este taxón estaba ausente localmente. Por lo tanto, se puede inferir que el porcentaje reportado por *Pseudotsuga* (<2%) durante el Pleistoceno tardío en esta secuencia, sugiere que este taxón se encontraba de manera extra-local en el sitio. Sólo a 31,000 y 21,000 años cal AP se puede pensar en poblaciones locales. Sin embargo, el polen de *Pseudotsuga* es más constante que el de *Abies* en la secuencia. El hecho de que *Pseudotsuga* haya podido tener una distribución mayor que la de *Abies* en ese tiempo, se debió posiblemente a que *Pseudotsuga* puede también ocupar sitios más secos que los que ocupa *Abies*. Actualmente *Pseudotsuga* crece en sitios sombríos y húmedos semejantes a los que ocupan *Abies* y *Picea*, preferentemente en laderas de cañadas y barrancas o valles muy protegidos a altitudes entre 2000 y 3200 m (Rzedowski, 1994). Sin embargo, su distribución es más amplia que la de *Abies* y *Picea*, ocupando gran extensión de la SMO en el estado de Chihuahua (Figura 39). Las poblaciones de *Pseudotsuga menziesii* más próximas al sitio de estudio se localizan en Chihuahua, a 42 km al NE de Maycoba, en la región de Chachamuri a 2400 m de altitud junto con *Abies* y *Picea*; y en Memelíchic y Mesa de la Papa a 55 km al NE de Maycoba, a 2800 m de altitud conformando una asociación de bosque mixto junto con *Abies durangensis*, *Pinus ayacahuite* y varias especies de encinos como *Quercus rugosa* y *Q. sideroxyla* (Martin *et al.*, 1998; George Ferguson, com. pers., 2005).

En la lluvia polínica actual de la región de El Kípor presentada en este estudio, no se registró ningún grano de polen perteneciente a estos tres géneros de coníferas. Actualmente los tres géneros se localizan juntos a 42 km al NE de Maycoba en la región de Chachamuri, Chihuahua, a 2400 m de altitud (Martin *et al.*, 1998; George Ferguson, com. pers., 2005). Por lo general, su distribución se restringe a altitudes entre 2000 y 3200 m. Generalmente se presentan en forma de manchones aislados, restringidos a cañadas o barrancas más o menos profundas, particularmente frías y húmedas ocupando un área muy pequeña. Todos estos datos apoyan la hipótesis de que estas especies junto con *Pinus*, tuvieron una distribución más extensa durante el Pleistoceno tardío en el noroeste de México.

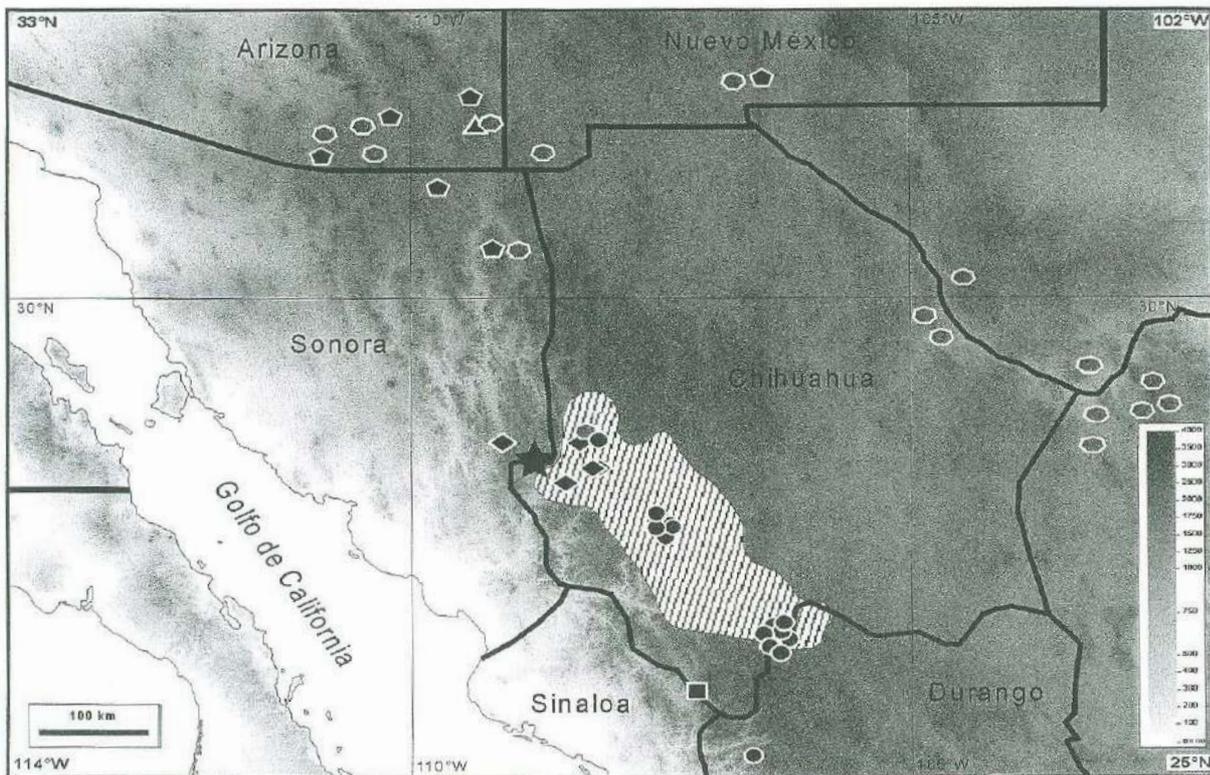


Figura 39. Mapa del noroeste de México y de E.U.A. que muestra la localización de las poblaciones actuales más próximas a la región de El Kípor (★) de las especies de coníferas: (◆) *Abies durangensis*, (⬠) *Abies concolor*, (●) *Picea chihuahuana*, (■) *Picea mexicana*, (▲) *Picea engelmannii* y (●) *Pseudotsuga menziesii*. Datos de *Picea* y *Abies* tomados de George Ferguson, com. pers. (2005), Ledig *et al.* (2000) y datos de *Pseudotsuga* de Thompson *et al.*, (1999). En el área rayada las poblaciones de *Pseudotsuga* son dispersas.

4.3.2. Paleodistribución del Bosque de pino y encino (*Pinus* y *Quercus*)

Los límites altitudinales del bosque de pino y bosque de pino y encino en el Pleistoceno tardío fueron inferiores a los límites actuales. Los porcentajes altos en el polen de pino, sugieren que el pino fue dominante en la vegetación de la cuenca al final del Wisconsin medio y en el Wisconsin tardío, mientras que el encino jugó un papel secundario estando disperso en el bosque de coníferas. Actualmente un bosque de encino y pino domina la región de El Kípor. El pino es más abundante en las laderas norte de las zonas más altas de los cerros, por arriba de los 1700 m de altitud en el sitio (ver mapa de vegetación actual, López Higuera, 2003). Los espectros de lluvia polínica actual (Ortiz Acosta, 2003; Ortega-Rosas, 2003) indican mayor dominancia de polen de encino. Por lo tanto, se interpreta que el límite altitudinal del pino estuvo por debajo del límite actual, desplazando al encino a altitudes más bajas.

4.3.3. Extensión de los Pastizales (*Poaceae*)

Poaceae (gramíneas ó zacates) fue uno de los taxones más abundantes en la secuencia estudiada, principalmente en el periodo de 26,000 a 23,000 años cal AP, alcanzando porcentajes que superan el 60%. Los registros de lluvia polínica actual para la región de El Kípor (Ortiz Acosta, 2003; Ortega-Rosas, 2003) indican porcentajes no mayores al 15%. En la lluvia polínica actual que se realizó en el presente estudio, no se reportó un porcentaje mayor al 25% dentro de la zona de pastizal y debe considerarse que la antropización del paisaje alrededor del poblado, ha podido aumentar las áreas de pastizal. El incremento en *Poaceae* en periodos repetidos de la secuencia, puede estar correlacionado con un incremento en aridez del suelo. Bush (2002) sugiere que uno de los factores importantes que determinan la abundancia en *Poaceae* en una flora, es la severidad de incendios. Posiblemente la presencia de incendios registrados en el sitio en este periodo de tiempo, desarrollando un paisaje más abierto, pudo ser un factor importante en su incremento (ver también efecto del CO₂ en el apartado 4.3, párrafo 8). En un estudio llevado a cabo en la parte oriental de la Sierra Madre Occidental en el estado de Durango, determina la relación o dependencia que guardan las gramíneas (de origen natural) y el suelo (Serrato *et al.*, 1999) en base al análisis estadístico, demostrándose que valores altos de proteína en las gramíneas estuvieron correlacionados con valores altos de sulfatos en el suelo. Dentro de las diferentes variables que se analizaron en el suelo, los sulfatos en sedimentos del tamaño del limo y arcilla fueron una de las variables importantes relacionadas con el desarrollo de este tipo de vegetación (Serrato *et al.*, 1999). El limo y la arcilla dan capacidad de intercambio catiónico a los suelos, lo que significa alta resistencia a cambios en el pH y cationes, o sea alta capacidad amortiguadora. Según el análisis estadístico llevado a cabo para el polen y sedimento en este estudio, las gramíneas guardaron una fuerte correlación con la arcilla, al mismo tiempo que se observó la presencia de mineral evaporítico (yeso) entre el sedimento, por lo cual se podría considerar lo expuesto por Serrato *et al.* (1999) y tomar en cuenta que estas variables químicas podrían haber contribuido también a su incremento. Quizá el intenso hidrotermalismo que caracteriza a las rocas que circundan en la cuenca y que fueron la fuente dominante de los sedimentos, favoreció la expansión de las gramíneas en esta cuenca.

4.4. Paleoclimas del Wisconsin medio (34,000-23,000 años cal AP)

Según la bibliografía, el Wisconsin medio en el noroeste de México y suroeste de Estados Unidos estuvo caracterizado por un clima más húmedo y frío que el actual (Jacobs, 1985; Thompson, 1985; Betancourt *et al.*, 1990; Ortega Guerrero *et al.*, 1999; Anderson *et al.*, 2000;

Metcalfe *et al.*, 2000; 2002; Lozano García *et al.*, 2002) y más seco que el Wisconsin tardío (Van Devender, 1990a; 1990b). El estudio de la sedimentación en la cuenca de El Aguaje del Caballito Blanco también reflejó condiciones de mayor humedad que las actuales, aunque se registraron períodos más húmedos y otros más secos. Entre aproximadamente 37,000 y 32,000 años cal AP, los sedimentos de la cuenca (que incluyen la base del perfil a partir de 34,000 años cal AP y el paquete alóctono resedimentado fechado en ca. 37,000 y ca. 34,000 años cal AP) reflejan un ambiente de depósito bajo condiciones húmedas, probablemente las más húmedas de toda la secuencia. Las comunidades de plantas de bosque con dominancia de pino, y la presencia de géneros como *Abies*, *Picea* y *Pseudotsuga* nos reflejan un bosque mixto de coníferas que prevaleció en la vegetación de la región de El Kípor a 1600 m de altitud en el Pleistoceno final. Un bosque mixto de coníferas actual, similar al que persistió en el Pleistoceno final con *Pinus*, *Abies*, *Picea* y *Pseudotsuga* se localiza a aproximadamente 42 km al NE del sitio de estudio, en Chihuahua a 2400 m de elevación (George Ferguson, com. pers., 2005) y con temperaturas medias anuales de entre 8° y 12°C. En el área de Maycoba la temperatura media anual es alrededor de 14.4°C, por lo cual se infiere que las temperaturas medias anuales para el Wisconsin medio fueron posiblemente de 2° a 6°C más frías que el presente. Por otra parte, si consideramos que en general en la región, el bosque mixto de coníferas se restringe hoy día a altitudes superiores a los 2000 m, podemos pensar que durante el Wisconsin medio este tipo de vegetación tuvo que descender por lo menos 400 m por debajo de su límite actual. Asumiendo un descenso de la temperatura de 6°C por cada 1000 m de altitud, se pueden inferir temperaturas medias anuales como mínimo 2 a 3 °C inferiores a las actuales. Las condiciones en el sitio, al parecer, fueron más húmedas y frías durante este tiempo, para que prevalecieran alrededor de la cuenca especies de coníferas de elevaciones altas y de climas templados. Jacobs (1985) y Anderson (1993) también determinan que durante el Wisconsin medio (35,000-21,000 años ¹⁴C AP aproximadamente) muchas especies de ambientes de climas fríos y húmedos como especies de *Picea* y otras coníferas tuvieron una depresión altitudinal de 460 m en Arizona y las temperaturas durante el verano fueron del orden de 5°C más frías que el presente.

Después de 32,000 años cal AP sigue un período más seco entre 32,000 y 26,000 años cal AP. Los fragmentos de carbón correspondientes a pinos (Michel Thinon, com. pers.) muestran ser clara evidencia de la ocurrencia de un evento de fuego que se registró en la secuencia al inicio de este intervalo de tiempo centrado a 32,000 años cal AP. El tamaño de grano grueso (arena) con presencia de fragmentos de roca y de carbón, y el contenido bajo de materia orgánica (~2.5%) en este intervalo de tiempo, sugieren condiciones más secas. El período de

32,000 a 26,000 años cal AP, con el inicio de la aridez, puede considerarse como una transición del anterior más húmedo, al más seco que se define entre 26,000 y 23,000 años cal AP.

Los datos de polen fósil de 26,000 a 23,000 años cal AP indican que la vegetación en el área de la cuenca de El Aguaje del Caballito Blanco fue caracterizada por una comunidad de plantas herbáceas que se relacionan con pastizales o páramos (Rzedowski, 1994), que pudo haber descendido 1400 m de elevación con respecto a su localización actual. Teniendo en cuenta únicamente el efecto de la variación de la temperatura con el cambio de altitud, estimaríamos un descenso de la temperatura de 8 a 9 °C con respecto a la actual, entre 26,000 a 23,000 años cal AP. Aunque el período fue de frío intenso, es posible que el descenso de temperatura no fuera tan fuerte, ya que tanto la disminución de la concentración atmosférica de CO₂ asociada a períodos fríos, como la mayor aridez, fueron causas adicionales del desplazamiento de árboles por pastos (ver apartado 4.3). Estas comunidades fueron principalmente dominadas por Poaceae. El espesor de las capas de arena gruesa con fragmentos de roca, intercaladas con limos y arenas finas, sugiere un régimen irregular de tasas altas y bajas de erosión de superficie en la zona de captación. La oxidación que presenta el sedimento y la corrosión de los granos de polen, así como la presencia de cristales de yeso dispersos en el sedimento, podrían sugerir cambios en el curso hidrológico de la cuenca. El nivel de incendio registrado a ca. 24,500 años cal AP indica también un periodo de sequía muy intenso. La pulsación más fría y seca que se registró en la secuencia fue a 23,000 años cal AP.

4.5. Paleoclimas del Wisconsin tardío (23,000-14,000 años cal AP)

El Wisconsin tardío estuvo caracterizado por condiciones más húmedas y frías en general en el denominado Último Máximo Glaciar (23,000 a 18,000 años cal AP), aunque entre 22,000 y 20,600 años cal AP el clima parece haberse tornado muy seco (ver apartado 4.7). En los intervalos de 23,000-22,000 y 20,600-18,000 años cal AP el incremento en el polen de pino y la disminución en Poaceae reflejan una cobertura mayor de vegetación en la región de El Kípor y las características que presenta el sedimento indican que prevaleció un nivel de agua más alto en la cuenca durante este tiempo, también indicador de un clima húmedo. Otros estudios en el SW de Estados Unidos y NW de México también han determinado niveles altos de agua en los lagos durante este periodo (Martin, 1963; Markgraf *et al.*, 1984; Ortega Guerrero *et al.*, 1999; Menking *et al.*, 2004) . Los porcentajes de polen que presentan *Picea* y *Pseudotsuga* (4 y 2%) después de 20,600 cal AP en El Kípor reflejan la presencia de estos árboles localmente en el

sitio (Minckley, 1999), y *Abies* parece haber estado cercano a la cuenca durante este tiempo. La humedad ambiental mayor fue probablemente la que permitió la expansión de los bosques, después del periodo árido anterior, ya que la literatura atribuye al periodo de 23,000 a 14,000 años cal AP los mínimos de temperatura. En la región de El Kípor los datos parecen indicar que la aridez extrema fue un factor mucho más determinante que la temperatura en la retracción de los bosques y la disminución en altitud del límite de vegetación arbórea. De este modo, el periodo de 23,000 a 18,000 años cal AP fue el más frío y más húmedo que el extremo final del Wisconsin medio. Van Devender (1990a; 1990b) propone un clima más seco para el Wisconsin medio y condiciones de mayor humedad para el Wisconsin tardío en los desiertos Sonorense y Chihuahuense en base al estudio de madrigueras de ratón (packrat middens). Nuestro estudio sugiere que, aunque entre 26,000 y 23,000 años cal AP sí hubo un clima más seco, en otros periodos del Wisconsin medio como alrededor de 37,000 y 34,000 años cal AP, el clima fue más templado y más húmedo que en el Último Máximo Glaciar del Wisconsin tardío.

Al final del Wisconsin tardío en la secuencia (18,000-14,000 años cal AP), se registran de nuevo condiciones más áridas. Los sedimentos poco orgánicos, de tamaño de grano grueso, con baja proporción de polen e incluso niveles estériles, sugieren un nivel de agua bajo en la cuenca. La oxidación que presenta el sedimento es el reflejo de la exposición del sedimento a condiciones atmosféricas. Lozano-García *et al.* (2002) en la cuenca San Felipe, Baja California y Metcalfe *et al.* (2002) en Laguna Babícora (Chihuahua), también registran una mala preservación de polen en el final del último glaciar e indican ambientes fluctuantes con episodios de desecación en este tiempo. En cambio, los ostrácodos de Laguna Babícora (Palacios-Fest *et al.*, 2002) sugieren altos niveles de agua de 18,000 años cal AP, ligados al deshielo.

La mayoría de los estudios paleoclimáticos realizados en el noroeste y suroeste de E.U.A. sugieren en general condiciones más húmedas que las actuales para el Wisconsin tardío (Thompson, 1985; Van Devender, 1990a; 1990b; Betancourt *et al.*, 1990; Anderson, 1993; Ortega Ramírez *et al.*, 1998; Benson *et al.*, 1998; Ortega Guerrero *et al.*, 1999; Metcalfe *et al.*, 2000, 2002; Lozano García *et al.*, 2002; Ortega Guerrero *et al.*, 2002; Palacios-Fest *et al.*, 2002). Palacios-Fest *et al.* (2002) reportan que en el desierto Chihuahuense (Laguna Babícora) ocurrieron varias etapas de condiciones frío/húmedas y cálido/secas durante los pasados 25,000 años, que eventualmente evolucionaron a las características climáticas modernas, según lo indica la fauna de ostrácodos y la química de sus conchas. Nuestros datos confirman esta oscilación climática. La Laguna Babícora se localiza también en la Sierra Madre

Occidental, aproximadamente 1° de latitud al norte y 100 km al noreste de El Kípor. Las variaciones paralelas entre los dos sitios sugieren que la corriente de chorro pasó a esa latitud (entre 28° y 29°N) en los periodos que se reflejan como húmedos en el sedimento, flora y fauna. Los periodos secos sugieren que la trayectoria de la corriente de aire húmedo estuvo más al sur, quedando las regiones de El Kípor y Babócora bajo influencia del anticiclón polar. A lo largo del Wisconsin tardío, como en el Wisconsin medio, la trayectoria de la corriente de chorro, generadora de las tormentas que determinaron la mayor precipitación, asciló hacia el norte y el sur en repetidas ocasiones, dando lugar a una oscilación climática fuerte en los sitios que se encontraban, como la cuenca de El Aguaje del Caballito Blanco, en el límite de su posición meridional.

4.6. Correlación de la secuencia de El Aguaje del Caballito Blanco con los eventos cuaternarios Heinrich H1, H2 y H3.

La fase más seca de la cuenca, periodo entre 26,000 y 23,000 años cal AP, se trató de correlacionar con eventos climáticos de otras secuencias del final del Pleistoceno. Entre ellos están los eventos Heinrich, que marcan sobre todo la dinámica climática del Atlántico Norte, pero que también han sido registrados en sedimentos del SW de Estados Unidos (Benson *et al.*, 1998; Clark y Bartlein, 1995). Los eventos Heinrich corresponden a periodos de "ice-rafting" (descarga masiva de hielo en el océano) registrados en la región del Atlántico Norte (Heinrich, 1988; Bond *et al.*, 1997). En estos periodos las aguas del Atlántico Norte fueron más frías debido a la transportación de muchos icebergs producto de la deglaciación (Heinrich, 1988; Broecker, 1994a). Este proceso (evento Heinrich) se inicia cuando la capa de hielo de la Lauréntida por un enfriamiento en la región del Atlántico Norte, comienza a crecer, llegando a un punto donde se vuelve inestable, seguido por el colapso de la capa de hielo y un gran incremento en el flujo de icebergs en las aguas del Atlántico Norte (Clark y Bartlein, 1995). La fase de enfriamiento se termina por una suspensión del flujo de icebergs, la cual a su vez es marcada por el comienzo de una fase de calentamiento que incluye un reforzamiento de la circulación termohalina y un calentamiento abrupto de la región del Atlántico Norte (Clark y Bartlein, 1995). Estos eventos causan abruptos cambios en la superficie del mar, en la circulación oceánica y en la temperatura del aire (Clark *et al.*, 1999), lo cual pudo influenciar los ambientes continentales y de este modo la vegetación regional a ambos lados del océano Atlántico (Grimm *et al.*, 1993; Sánchez Gofí *et al.*, 2000).

En los últimos 30,000 años se han registrado los eventos H1, H2 y H3. Partiendo de la fecha que presentan Bond y Lotti (1995) y Bond *et al.* (1997) para la ocurrencia de los eventos

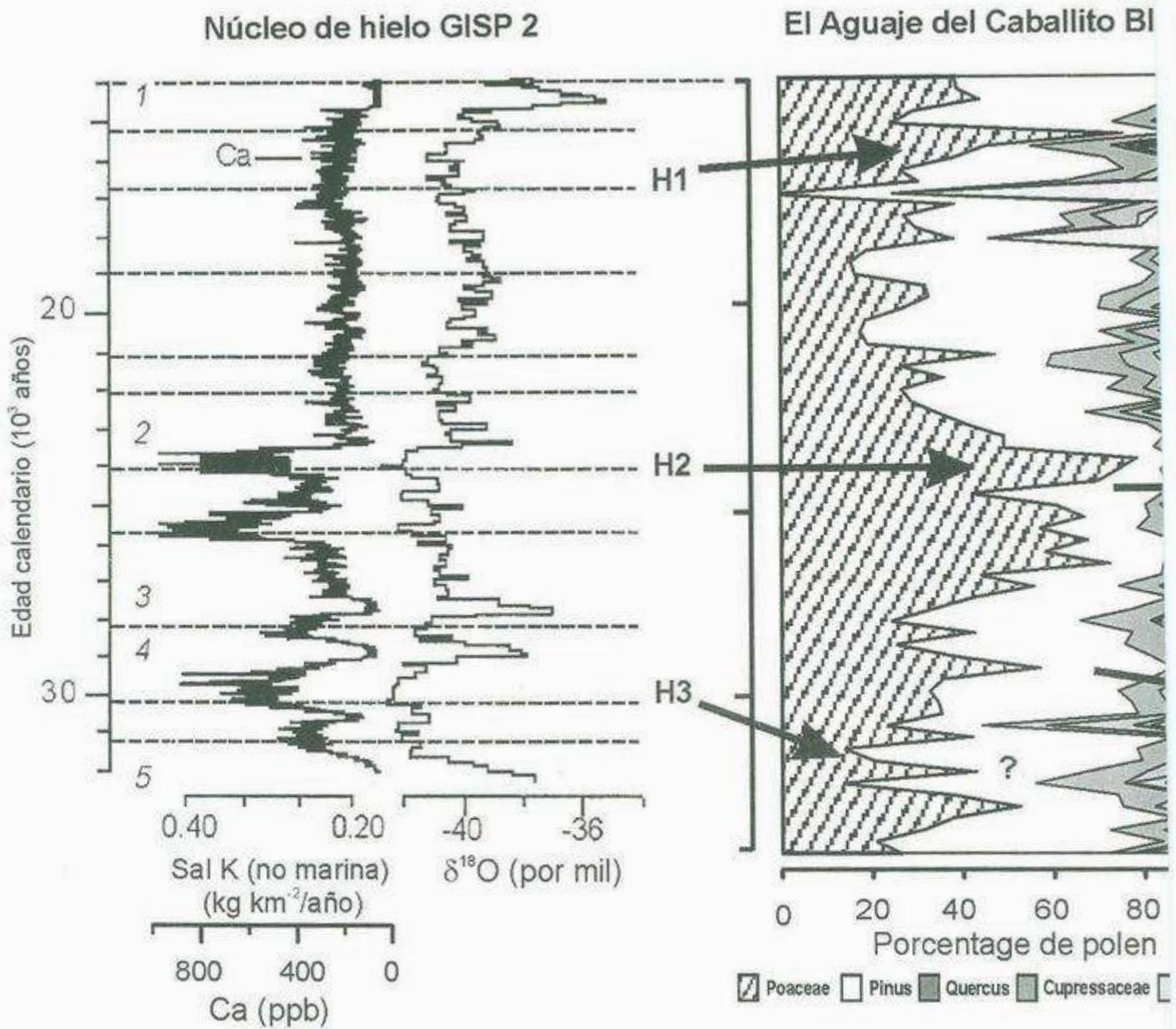


Figura 41. Correlación de los eventos Heinrich H1, H2 y H3 en las secuencias núcleo de hielo GISP (Bond *et al.*, 1997), Los eventos se reflejan en los porcentajes altos en *Pinus* en LT, nivel bajo del lago en LM y porcentajes altos de Poaceae e

años cal AP en la cuenca, que coincide con el nivel bajo L1 en el lago Mono al tiempo que ocurre el evento H1. El sedimento se encuentra bastante oxidado y por lo tanto el polen no se conservó, presentándose algunos niveles estériles. Por otra parte, otro evento de fuego se registró a 15,900 años cal AP lo cual podría confirmar que el clima tendió a ser más seco durante los eventos Heinrich. Después del evento H1, la sedimentación en la cuenca El Aguaje del Caballito Blanco se termina, lo cual posiblemente pueda estar asociado con este evento y con el aumento progresivo de la aridez que hace que la cuenca se vuelva inactiva.

Las variaciones que muestra la secuencia de El Aguaje del Caballito Blanco, demuestran que los eventos Heinrich no sólo tuvieron un impacto en la región del Atlántico Norte, sino que también producen un impacto en zonas continentales más alejadas como el noroeste de México. Además, en la región del Atlántico Norte, se han asociado los eventos Heinrich a un patrón de cambio con tres fases que se refleja en el aporte de derrubios glaciares (IRD ó ice-rafted debris), en los foraminíferos, los dinoflagelados y el polen (Sánchez Goñi *et al.*, 2000). En la secuencia de El Aguaje del Caballito Blanco, también estos eventos están asociados a un patrón polínico trifásico: aumento de frecuencias de *Quercus*, aumento de Poaceae con disminución de *Pinus*, y finalmente, regreso a las condiciones iniciales. Los datos obtenidos en esta secuencia y en otras secuencias terrestres (Grimm *et al.*, 1993; Clark y Bartlein, 1995; Benson *et al.*, 1998) soportan la hipótesis de que un enfriamiento en la región del Atlántico Norte, causa un enfriamiento de la atmósfera que afecta a regiones mucho más meridionales. Posiblemente la gran afluencia de icebergs en el Atlántico Norte durante los eventos Heinrich provoca un efecto de ampliación de la zona de influencia del anticiclón polar, que hace que la rama sur de la corriente de chorro se desplace más hacia el sur. Los periodos más húmedos en El Kípor sugieren que esta localidad está en la trayectoria de la corriente de chorro procedente del Pacífico que alimenta las precipitaciones (a 28-29°N). En cambio, durante los periodos secos, el sitio está bajo influencia del anticiclón polar, recibe vientos fríos y secos del noroeste, y la trayectoria de la corriente de chorro se sitúa en una latitud inferior a 28°N.

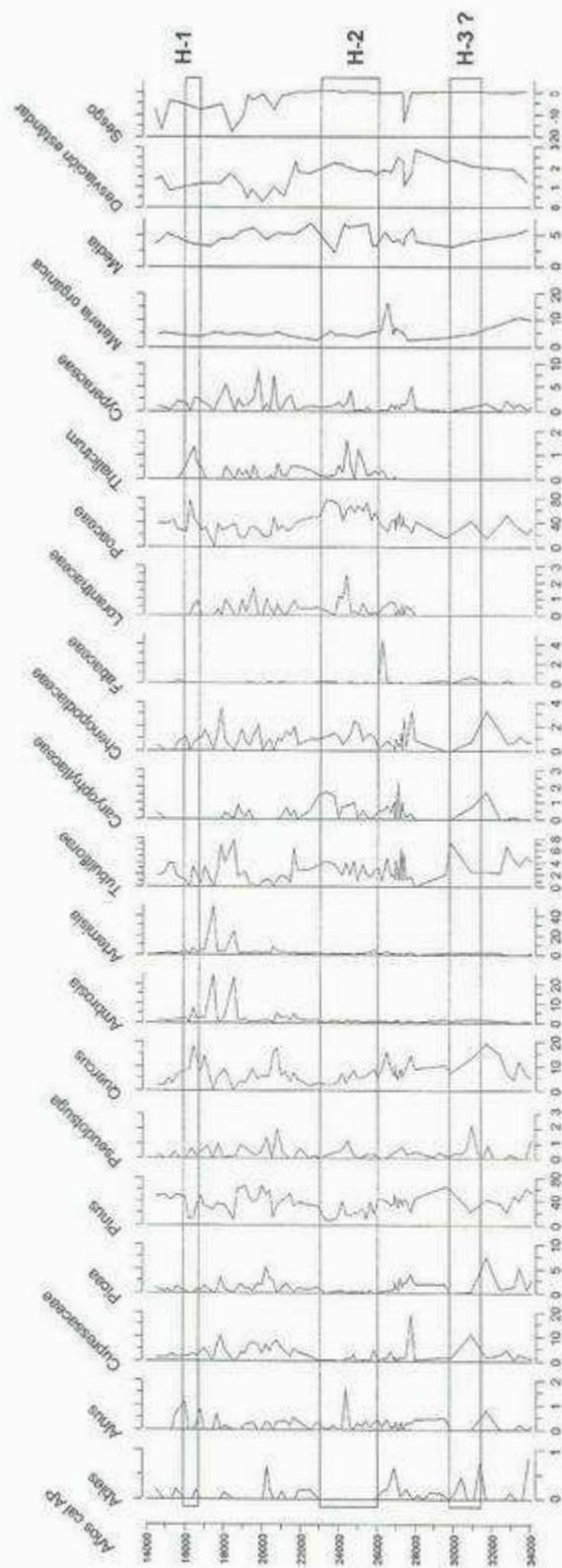


Figura 40. Localización de los eventos Heinrich H1, H2 y H3 en la secuencia polínica de la Cuenca El Aguaje del Caballito Blanco.

4.7. El Último Máximo Glaciar

El periodo de 23,000 a ~18,000 años cal AP que incluye al Último Máximo Glaciar, fue un periodo relativamente húmedo, como lo sugieren la mayoría de los registros del noroeste de México y SW de los Estados Unidos (Thompson, 1985; Van Devender, 1990a, 1990b; Betancourt *et al.*, 1990; Anderson, 1993; Ortega Ramírez *et al.*, 1998; Benson *et al.*, 1998; Ortega Guerrero *et al.*, 1999; Metcalfe *et al.*, 2002). Dentro de este periodo húmedo se registró en la secuencia de El Aguaje del Caballito Blanco una primera fase más seca entre 23,000 y ca.20,600 años cal AP y una fase más húmeda de 20,600 a 18,000 años cal AP viéndose una tendencia positiva a mayor humedad desde 23,000 a 18,000 años cal AP. Esta tendencia fue interrumpida a 20,600 años cal AP por un evento climático cuya firma polínica fue un incremento en Poaceae y una disminución en *Pinus*, también precedidos por un aumento de *Quercus* como en el caso de los eventos Heinrich. Se interpreta como una pulsación climática seca. Este periodo coincide con la máxima extensión que tuvo la capa de hielo de la Lauréntida en el Wisconsin final entre ca. 23,000 y 20,000 años cal AP (21,000-18,000 años ¹⁴C AP), y a su vez el máximo avance de los hielos se estima en hace ca.20,000 años cal AP (18,000 años ¹⁴C AP), fecha que se maneja en los modelos climáticos a nivel global, y misma que coincide con la pulsación fría-seca en El Aguaje del Caballito Blanco. Posiblemente, la máxima extensión del casquete polar alrededor de 20,000 años cal AP tiene, como en los eventos Heinrich, un efecto de ampliación de la zona de influencia del anticiclón polar, genera un desplazamiento hacia el sur de la rama meridional de la corriente de chorro, y ocasiona que las regiones que estaban bajo la trayectoria de esta corriente de chorro como El Aguaje del Caballito Blanco, se vean bajo la influencia del anticiclón polar, con clima frío y seco. La localización privilegiada de El Aguaje del Caballito Blanco permite visualizar estos cambios climáticos que se repitieron a lo largo del final del Pleistoceno en respuesta a un enfriamiento y calentamientos de la Tierra por causas orbitales. En todas estas fases más húmedas y más secas, no obstante, el clima de la región de El Aguaje del Caballito Blanco fue siempre más húmedo que el clima actual.

CAPITULO 5. Conclusiones

Los estudios paleoambientales del Cuaternario superior basados en el análisis polínico en el norte de México, todavía son muy escasos, en comparación con el centro y sur del país. En Sonora no se tiene ningún registro que cubra el Pleistoceno final. Los únicos estudios con los que se cuenta se limitan al Holoceno (Anderson y Van Devender, 1991; Ortega Rosas, 2000, 2003; Davis *et al.*, 2002; Ortiz Acosta, 2003). La secuencia de El Aguaje del Caballito Blanco constituye el primer estudio multidisciplinario llevado a cabo en el noroeste de México y representa el primer registro paleoambiental continental continuo del Cuaternario superior en Sonora, que abarca la parte final del Pleistoceno tardío (34,000-14,900 años cal AP), con un registro adicional de hace alrededor de 37,000 años cal AP.

Con este estudio se pudo observar que durante el último periodo glacial, ocurrieron variaciones en el aporte sedimentario y en la vegetación que rodea la cuenca, debidas principalmente a cambios climáticos globales y/o regionales. Los cambios sedimentológicos registraron periodos húmedos y secos, al mismo tiempo que la secuencia polínica registra cambios de vegetación marcados fundamentalmente por oscilaciones en el polen de hierbas (principalmente Poaceae) y de árboles (principalmente *Pinus*).

El **Wisconsin medio** (ca.37,000 a 23, 000 años cal AP) en la secuencia de El Aguaje del Caballito Blanco presentó periodos caracterizados por condiciones relativamente más húmedas que el Wisconsin tardío (23,000 a 14,000 años cal AP), pero también un periodo extremadamente seco.

Los sedimentos más antiguos del Wisconsin medio registrados en la cuenca, corresponden al nivel alóctono de sedimento que fue fechado en **37, 000 y 34,000 años cal AP**. Tiene la concentración máxima de materia orgánica, un tamaño de grano de limo y arcilla e indica una sedimentación bajo una columna de agua. Este periodo refleja las condiciones más húmedas de toda la secuencia.

De **34,000 a 31,000 años cal AP** el sedimento de tamaño de limo y arena con un contenido relativamente alto en materia orgánica, refleja que se mantienen las condiciones húmedas en la cuenca, aunque no tan húmedas como en el periodo anterior.

Entre **31,000 y 26,000 años cal AP**, baja el contenido de materia orgánica y el sedimento se caracteriza predominantemente por limo, el cual está mezclado con arena y fragmentos de roca, reflejando condiciones secas. Este periodo es interrumpido por el nivel de sedimento alóctono a 28,000 años cal AP; posiblemente el inicio de una mayor humedad en esta última

fecha después de un periodo muy árido, determina el desplazamiento de la capa alóctona de sedimento.

En el periodo de **26,000 a 23,000 años cal AP** el sedimento del tamaño del limo fue progresivamente cambiando hacia un tamaño de grano grueso (arena) con abundantes fragmentos de roca provenientes del sustrato, indicando mayor erosión y transporte de sedimento en masa. Por otro lado, la oxidación que presentó el sedimento y la precipitación de yeso indicaron que el nivel de agua en la cuenca fue más bajo, exponiendo al sedimento al contacto con la atmósfera. Este periodo refleja las condiciones más secas de toda la secuencia.

Durante el Wisconsin medio la vegetación estuvo compuesta por un bosque mixto de coníferas con los géneros *Pinus*, *Abies*, *Picea* y *Pseudotsuga*. La proporción de Poaceae es elevada (~40%), por lo que el paisaje es abierto: paisaje de parque y/o gran extensión de pastizal alrededor del lago. En general, no hubo cambios muy marcados en la secuencia polínica, a excepción de un incremento significativo en Poaceae al final del Wisconsin medio que indica la expansión de un paisaje de pastizal.

El inicio del **Wisconsin tardío (23,000 a 18,000 años cal AP)** fue húmedo, y la humedad aumentó de manera progresiva hacia al final de este periodo. De esta manera, dicho periodo engloba una fase relativamente menos húmeda y una fase más húmeda, las cuales están limitadas por una pulsación extremadamente seca a 20,600 años cal AP. El sedimento cambia de arena fina a limo cada vez con mayor contenido orgánico. Esta pulsación, en la secuencia polínica, está marcada por una disminución en *Pinus* y un aumento considerable en Poaceae, y es precedida de un ligero aumento de *Quercus*.

De **18,000 a 14,900 años cal AP** se marca un periodo seco, en el cual predomina arena oxidada con bajo contenido en materia orgánica. El nivel del lago se vuelve cada vez más intermitente tendiendo a la desecación.

A lo largo del Wisconsin tardío siguen predominando el bosque mixto de coníferas, pero en general con mayor predominancia de *Pinus*. Sin embargo, la vegetación durante este periodo de tiempo, refleja cambios similares a los que se observan para el Wisconsin medio, con fases más boscosas y otras de paisaje de pastizal como ocurre a 20,600 años cal AP. Posiblemente la región mantuvo un paisaje de parque, con bosques abiertos de pinos, y bosques mixtos de coníferas en los enclaves más protegidos como cañones, cuya extensión y densidad varió de manera repetida con los cambios sucesivos de humedad, temperatura y CO₂ atmosférico.

Es difícil precisar si el clima fue más frío o más cálido en los diferentes periodos por el sedimento o por el polen. Sin embargo, sabemos que en todo momento fue más frío y más

favorece las plantas C₄ (zacates) y es desfavorable para los árboles, que son plantas C₃.

El paralelismo que se observa entre esta secuencia y otras secuencias continentales del SE de E.U.A. (Grimm *et al.*, 1993) y del suroeste (Clark y Bartlein, 1995; Benson *et al.*, 1998) en relación con los eventos Heinrich, reafirma que existe una teleconexión atmosférica entre los eventos climáticos del Atlántico Norte, y el clima de latitudes más bajas, y de la vertiente

húmedo que actualmente ya que *Picea*, *Abies* y *Pseudotsuga* se registraron a lo largo de toda la secuencia y hoy día estos géneros sólo se localizan por arriba de 2000 m de elevación. Sin embargo, se registran porcentajes similares de polen de estas coníferas en el Wisconsin medio y Wisconsin tardío, porcentajes bajos, debido a su localización protegida muy particular, por lo que no nos permiten determinar el grado de extensión y densidad.

Este estudio muestra que la vegetación respondió a variaciones climáticas sucesivas con expansiones y regresiones en las áreas cubiertas por las diferentes especies, conformando bosques más o menos densos y pastizales, ligados a ascensos y descensos del límite altitudinal superior de los bosques, y que la distribución aislada actual de algunas coníferas como *Abies*, *Picea* y *Pseudotsuga* responde a una paleodistribución más amplia en la región, y al confinamiento progresivo de estas coníferas en cañones selectos con condiciones ambientales favorables, a medida que se fue intensificando la aridez hasta nuestros días.

En la secuencia de El Aguaje del Caballito Blanco se registraron los tres últimos **eventos Heinrich H1, H2 y H3**, los cuales se centran a ca.16 000, 23 000 y 31 000 años cal AP, aunque H3 con algo de incertidumbre. El evento H2 fue el mejor registrado (26,000-23,000 años cal AP) en la secuencia. Los eventos Heinrich se traducen en condiciones secas en el Atlántico Norte, debido a la descarga de icebergs de la capa de hielo de la Lauréntida, que fueron enfriando la superficie del océano, la temperatura del aire y reduciendo la humedad ambiental. En la secuencia de El Aguaje del Caballito Blanco también se vio reflejada la aridez en el sedimento.

Cada uno de estos eventos fue asociado según las características sedimentológicas, a periodos secos, y en ellos predominó una vegetación cuya firma polínica se caracteriza por abundantes hierbas (principalmente Poaceae) y menos árboles (porcentajes bajos de *Pinus*), precedido esto de un periodo con aumento en las frecuencias de *Quercus*. Esta abundancia en Poaceae responde a una baja concentración de CO₂ atmosférico durante periodos fríos, la cual favorece las plantas C₄ (zacates) y es desfavorable para los árboles, que son plantas C₃.

El paralelismo que se observa entre esta secuencia y otras secuencias continentales del SE de E.U.A. (Grimm *et al.*, 1993) y del suroeste (Clark y Bartlein, 1995; Benson *et al.*, 1998) en relación con los eventos Heinrich, reafirma que existe una teleconexión atmosférica entre los eventos climáticos del Atlántico Norte y el clima de latitudes más bajas y de la vertiente pacífica del continente americano. El mecanismo por el cual se da dicha teleconexión reside en que las condiciones de la superficie del mar y la deriva masiva de icebergs, no sólo alteran las temperaturas locales de la superficie del mar y la circulación atmosférica, sino también la

salinidad del agua superficial, afectando potencialmente a la circulación termohalina y en consecuencia a la repartición de calor a más baja latitud en el continente y a nivel global.

El denominado **Ultimo Máximo Glaciar** (23,000 a 18,000 años cal AP) en la secuencia de El Aguaje del Caballito Blanco se representa por dos fases de sedimentación: una primera fase más seca entre 23,000 y 20,600 años cal AP y una segunda más húmeda de 20,600 a 18,000 años cal AP. En la secuencia polínica estas fases están limitadas por una pulsación extremadamente seca a 20,600 años cal AP, que se refleja por una marcada disminución en el polen de *Pinus* y un aumento considerable en Poaceae, también precedidas de un ligero aumento de las frecuencias polínicas de *Quercus*, como en los eventos Heinrich. Tanto en el último máximo glaciar como en los eventos Heinrich, el crecimiento del casquete polar y la deriva masiva de los hielos en el Atlántico norte ocasionaron una ampliación del área de influencia del anticiclón polar, que desplazó hacia el sur a la rama meridional de la corriente de chorro. En la región de estudio, este desplazamiento tuvo como efecto la intalación de un clima frío y seco y la expansión de una vegetación de pastizal.

Este estudio aporta los primeros conocimientos detallados sobre el cambio climático del Pleistoceno final y sus causas en una pequeña porción del noroeste de México y de la Sierra Madre Occidental. Muestra que la región de El Kípor estuvo, durante los periodos más fríos del Wisconsin tardío (eventos Heinrich y último máximo glaciar), bajo influencia del anticiclón polar (clima muy frío y seco), y en los periodos de frío menos intenso, bajo un régimen climático más húmedo, en la trayectoria de la rama sur de la corriente de chorro. Por lo tanto, esta última corriente se localizó por debajo de 28° de latitud norte en el este de Sonora, en los periodos más intensamente fríos.

Más estudios en la región y a latitudes más bajas de secuencias continentales con alta resolución y basadas en un buena cronología, podrían ayudar a 1) confirmar la hipótesis propuesta en este estudio de que los cambios climáticos asociados al derretimiento de la capa de hielo de la Lauréntida y la formación de icebergs en el Atlántico Norte, tuvieron un impacto sobre la vertiente pacífica de latitudes más bajas del continente, 2) poder determinar hasta dónde pudo bajar la línea de bosque en altitud durante el Ultimo Máximo Glaciar y durante los eventos Heinrich y de esta manera poder estimar, teniendo en cuenta los efectos de la aridez y la disminución del CO₂ atmosférico en la vegetación, de qué orden fue la temperatura durante estos intervalos de tiempo, 3) llegar a definir hasta qué latitud descendió en los periodos más fríos la rama sur de la corriente de chorro que rodeó el área de influencia del casquete de hielo ártico y el anticiclón polar, y 4) poder corroborar si estos cambios climáticos fueron sincrónicos y unidireccionales a través de todo el Hemisferio Norte.

Lista de Figuras

- Figura 1.** Mapa de localización de la cuenca El Aguaje del Caballito Blanco en el estado de Sonora.
- Figura 2.** Mapa geológico de la región de El Kípor (Maycoba, municipio de Yécora), Este de Sonora.
- Figura 3.** Litología de la secuencia de sedimentos de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".
- Figura 4.** Relación entre la media y desviación estándar del tamaño de grano de las muestras de la secuencia de sedimentos de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco" analizadas por Láser Coulter.
- Figura 5.** Columna litológica, media y desviación estándar en unidades phi (Φ) del tamaño de grano de las muestras de sedimento de la secuencia de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".
- Figura 6.** Curvas de porcentajes de materia orgánica y H₂O de la red cristalográfica de arcillas obtenidos por el método de pérdida por ignición de las muestras de sedimento de la secuencia de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".
- Figura 7.** Diagrama de lluvia polínica actual del transecto altitudinal de vegetación de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".
- Figura 8.** Diagrama polínico (frecuencias polínicas relativas) de la secuencia de sedimentos de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".
- Figura 9.** Espectro de Tierras raras (REE) normalizado a Condrita de tipo C1 según Sun y McDonough (1989) de las rocas volcánicas de referencia (riolita y dacita) de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".
- Figura 10.** Espectro de multielementos (aracnidiagrama) de las rocas volcánicas de referencia (riolita y dacita) normalizado a Manto primitivo según Sun y McDonough (1989) de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".
- Figura 11.** Espectro de Tierras raras (REE) normalizado a Condrita de tipo C1 según Sun y McDonough (1989) de las muestras de referencia (riolita, dacita y arcilla) de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".
- Figura 12.** Diagrama de multielementos (aracnidiagrama) normalizado con Manto primitivo según Sun y McDonough (1989) de las tres muestras de referencia (riolita, dacita y arcilla) de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".
- Figura 13.** Espectro de Tierras raras (REE) normalizado a Condrita de tipo C1 según Sun y McDonough (1989) de las tres muestras de referencia (riolita, dacita y arcilla) y las muestras de sedimento de la secuencia de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".
- Figura 14.** Diagrama de multielementos (aracnidiagrama) normalizado con Manto primitivo según Sun y McDonough (1989) de las tres muestras de referencia (riolita, dacita y arcilla) y las muestras de sedimento de la secuencia de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".
- Figura 15.** Espectro de Tierras raras (REE) normalizado a Condrita de tipo C1 según Sun y McDonough (1989) de las muestras de referencia (dacita y arcilla) y las muestras de sedimento de la secuencia de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".
- Figura 16.** Diagrama de multielementos (aracnidiagrama) normalizado con Manto primitivo según Sun y McDonough (1989) de las muestras de referencia (dacita y arcilla) y las muestras de sedimento de la secuencia de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".
- Figura 17.** Diagrama binario que muestra la relación Ba/Nb de las tres muestras de referencia (riolita, dacita y arcilla) y las muestras de sedimento de la secuencia de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".
- Figura 18.** Diagrama binario que muestra la relación Ba/Rb de las tres muestras de referencia (riolita, dacita y arcilla) y las muestras de sedimento de la secuencia de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".

- Figura 19.** Diagrama binario que muestra la relación Th/Nb de las tres muestras de referencia (riolita, dacita y arcilla) y las muestras de sedimento de la secuencia de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".
- Figura 20.** Curva de edad/profundidad para la secuencia de sedimentos de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco". Trazo discontinuo, edad de radiocarbono; trazo continuo, edad calibrada.
- Figura 21.** Plano de proyección de las dos primeras componentes principales del ACP que muestra la correlación entre los diferentes canales que produce el Láser Coulter y la proyección de muestras de la secuencia de sedimentos de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".
- Figura 22.** Representación gráfica de los parámetros sedimentológicos de la secuencia de sedimentos de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".
- Figura 23.** Distribución de la varianza entre las diferentes componentes obtenidas del ACP de las doce clases de phi y el contenido de materia orgánica (PPI) de la secuencia de sedimentos de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".
- Figura 24.** Plano de proyección de las dos primeras componentes del ACP de las doce clases de phi y el contenido de materia orgánica (PPI) de la secuencia de sedimentos de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".
- Figura 25.** Representación gráfica de la primera (A) y segunda (B) componentes del ACP de las doce clases de phi y el contenido de materia orgánica (PPI) de la secuencia de sedimentos de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".
- Figura 26.** Representación gráfica de los taxones con frecuencias polínicas superiores a 5% referida a una escala de tiempo de edades calibradas.
- Figura 27.** Distribución de la varianza entre las diferentes componentes obtenidas del ACP de los diez taxones de polen principales de la secuencia de sedimentos de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".
- Figura 28.** Plano de proyección de las dos primeras componentes del ACP de los diez taxones de polen principales de la secuencia de sedimentos de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".
- Figura 29.** Representación gráfica de la primera (A) y segunda (B) componentes del ACP de los diez taxones de polen principales de la secuencia de sedimentos de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".
- Figura 30.** Distribución de la varianza entre las diferentes componentes obtenidas del ACP de todos los taxones de polen encontrado en cinco o más niveles de la secuencia de sedimentos de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".
- Figura 31a.** Plano de proyección de las dos primeras componentes del ACP de todos los taxones de polen encontrado en cinco o más niveles de la secuencia de sedimentos de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".
- Figura 31b.** Plano de proyección de la primera y tercera componentes del ACP de todos los taxones de polen encontrado en cinco o más niveles de la secuencia de sedimentos de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".
- Figura 31c.** Plano de proyección de la primera y cuarta componentes del ACP de todos los taxones de polen encontrado en cinco o más niveles de la secuencia de sedimentos de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".
- Figura 32.** Representación gráfica de las cuatro primeras componentes (A, B, C y D) del ACP que incluye todos los taxones de polen encontrados en cinco o más niveles en la secuencia de sedimentos de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".
- Figura 33.** Análisis de agrupamiento (análisis cluster) para todas las muestras de polen de la secuencia de sedimentos de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".

- Figura 34.** Análisis de agrupamiento (análisis cluster) de los diez taxones de polen principales, contenido de materia orgánica y tamaño de grano de la secuencia de sedimentos de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".
- Figura 35.** Distribución de la varianza entre las diferentes componentes obtenidas del ACP de los diez taxones de polen principales, contenido de materia orgánica (PPI) y tamaño de grano de la secuencia de sedimentos de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".
- Figura 36.** Plano de proyección de la primera y cuarta componentes del ACP de los diez taxones de polen principales, contenido de materia orgánica (PPI) y tamaño de grano de la secuencia de sedimentos de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".
- Figura 37.** Representación gráfica de la primera (A) y segunda (B) componentes del ACP de los diez taxones de polen principales, contenido de materia orgánica y tamaño de grano de la secuencia de sedimentos de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".
- Figura 38.** Diagrama de flujo polínico (número de granos de polen incorporados anualmente por unidad de área [cm^2] del sustrato) de la secuencia de sedimentos de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco".
- Figura 39.** Mapa del noroeste de México y de E.U.A. que muestra la localización de las poblaciones actuales más próximas a la región de El Kípor de las especies de coníferas: *Abies durangensis*, *Abies concolor*, *Picea chihuahuana*, *Picea mexicana*, *Picea engelmannii* y *Pseudotsuga menziesii*.
- Figura 40.** Localización de los eventos Heinrich H1, H2 y H3 en la secuencia polínica de la cuenca El Aguaje del Caballito Blanco.
- Figura 41.** Correlación de los eventos Heinrich H1, H2 y H3 en las secuencias núcleo de hielo GISP (Bond *et al.*, 1997), Lago Tulane (Grimm *et al.*, 1993), Lago Mono (Benson *et al.*, 1998) y El Aguaje del Caballito Blanco.

Lista de Tablas

Tabla 1. Muestras obtenidas del perfil CBP para el análisis polínico.

Tabla 2. Muestras obtenidas del perfil CBP para el análisis granulométrico mediante Láser Coulter.

Tabla 3. Muestras obtenidas del perfil CBP para el análisis de materia orgánica y carbonatos.

Tabla 4. Muestras obtenidas del perfil CBP para el análisis geoquímico.

Tabla 5. Grado de clasificación del sedimento mediante los parámetros estadísticos: media (M), desviación estándar (σ) y sesgo (SK) de las muestras de la secuencia de la cuenca El Aguaje del Caballito Blanco, analizadas por Láser Coulter.

Tabla 6. Contenido de materia orgánica, humedad y H_2O de la estructura mineral de arcillas obtenido por el método de pérdida por ignición para las muestras de sedimento de la secuencia de la cuenca el Aguaje del Caballito Blanco.

Tabla 7. Edades de radiocarbono de las muestras de la secuencia de la cuenca El Aguaje del Caballito Blanco.

Tabla 8. Características de las muestras de lluvia polínica actual de la cuenca El Aguaje del Caballito Blanco.

Tabla 9. Tierras raras (REE) de los sedimentos y muestras de referencia de la cuenca El Aguaje del Caballito Blanco.

Tabla 10. Elementos traza de los sedimentos y muestras de referencia de la cuenca El Aguaje del Caballito Blanco.

Tabla 11. Dataciones de radiocarbono por espectrometría de masas por acelerador (AMS) y edad calibrada en años cal AP.

Tabla 12. Equivalencias entre unidades phi y diametro del canal en el análisis granulométrico por láser Coulter.

BIBLIOGRAFIA

- Andersen, S. T. 1970. The relative pollen productivity and pollen representation of north European trees, and correction factors for tree pollen spectra determined by surface pollen analyses from forests. *Danmarks Geologiske Undersøgelse, Series II* **96**: 1-199.
- Anderson, R. S. 1993. A 35,000 year Vegetation and Climate History from Potato Lake, Mogollon Rim, Arizona. *Quaternary Research* **40**: 351-359.
- Anderson, R. S. y Van Devender, T. R. 1995. Vegetation history and paleoclimates of the coastal lowlands of Sonora, Mexico. Pollen records from packrat middens. *Journal of Arid Environments* **30**: 295-306.
- Anderson, R. S., Betancourt, J. L., Mead, J. I., Hevly, R. H. Adam, D. P. 2000. Middle- and late- Wisconsin paleobotanic and paleoclimatic records from the southern Colorado Plateau, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **155**: 31-57.
- Arreguín, S. M., Castañeda, P. R., Ramos, Z. D. y Fuentes, M. M. 1985. *Estudios palinológicos y paleoetnobotánicos*. Instituto nacional de Antropología e Historia, México D. F.
- Barnola, J. M., Pimienta, P., Raynaud, D. y Korotkevich, Y. S. 1991. CO₂ – climate relationship as deduced from the Vostok ice core: a re-examination base don new measurements and on a re-evaluation of the air dating. *Tellus* **43B**, 83-90.
- Bennett, K. D. y Willis, K. J. 2000. Effect of global atmospheric carbon dioxide on glacial-interglacial vegetation change. *Global Ecology and Biogeography* **9**, 355-361.
- Benson, L. V., Lund, S. P., Burdett, J. W., Kashgarian, M., Rose, T. P., Smoot, J. P., Schwartz, M. 1998. Correlation of Late-Pleistocene lake-level oscillations in Mono Lake, California with North Atlantic climate events. *Quaternary Research* **49**: 1-10.
- Betancourt, J. L., Van Devender, T. R. y Martin, P. S. 1990. *Packrat Middens. The Last 40,000 Years of Biotic Change*. The University of Arizona Press, Tucson.
- Black, C. A. (ed.). 1965. *Methods of soil analysis*. Am. Soc. Agronomy, Mono. 9, Madison, Wisconsin. Vol. 2, 1572 p.
- Bradley, R. S. 1985. *Quaternary Paleoclimatology. Methods of Paleoclimatic Reconstruction*. 1^{ra} ed. Chapman & Hall, London, UK.
- Bradley, R. S. 1999. *Paleoclimatology*. 2^{da} ed. Harcourt Academic Press, San Diego.
- Bockoven, N. T. 1980. Reconnaissance geology of the Yecora-Ocampo area, Sonora and Chihuahua, Mexico [Tesis de Doctorado]: Universidad de Texas, Austin, 197 p.
- Boggs, S. Jr., 2001. *Principles of sedimentology and stratigraphy*. 3^{ra} ed. Printice-Hall, Inc., New Jersey.
- Bond, G. C. y Lotti, R. 1995. Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. *Science* **267**: 1005-1010.

- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., Menocal, P. de, Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., Bonani, G. 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial climates. *Science* **278**: 1257-1266.
- Broecker, W. S. 1994a. An unstable superconveyor. *Nature* **367**: 414-415.
- Brown, D. E. 1994. *Biotic Communities Southwestern United States and Northwestern Mexico*. Salt Lake City: University of Utah Press.
- Búrquez, A., Martínez, A., y Martín, P. S. 1992. From the high Sierra Madre to the coast: changes in vegetation along highway 16, Maycoba-Hermosillo. In: Clark, K. F., Roldán, J. y Schmidt, R. H. (Eds.), *Geology and Mineral resources of northern Sierra Madre Occidental, Mexico*. *El Paso Geological Society*, El Paso, pp. 239-252.
- Bush, M. B. 2002. On the interpretation of fossil Poaceae pollen in the lowland humid neotropics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **177**: 5-17.
- Caballero, M. y Ortega Guerrero, B. 1998. Lake Levels since about 40,000 Years Ago at Lake Chalco, near Mexico City. *Quaternary Research* **50**: 69-79.
- Clark, P. U. 1994. Unstable behavior of the Laurentide Ice Sheet over deforming sediment and its implications for climate change. *Quaternary Research* **41**: 19-25.
- Clark, P. U. y Bartlein, P. J. 1995. Correlation of plate Pleistocene glaciation in the western United States with North Atlantic Heinrich events. *Geology* **23**: 483-486.
- Clark, P. U., Alley, R. B. y Pollard, D. 1999. Northern Hemisphere ice-sheet influences on global climate change. *Science* **286**: 1104-1111.
- Cochemé, J. J. 1985. Le magmatisme dans le Nord-Ouest du Mexique. Cartographie de la région de Yécora-Maicoba-Mulatos: illustration magmatique de la fin d'un régime en subduction et du passage à un régime distensif [Tesis de Doctorado de Estado] : Marsella, Universidad de Aix-Marsella III, 209 p. (inérita).
- Cochemé, J. J. y Demant, A. 1991. Geology of the Yécora area, northern Sierra Madre Occidental, México. *Geological Society of America Special Paper* **254**: 81-94
- Craig, A. J. 1972. Pollen influx to laminated sediments: A pollen diagram from northeastern Minnesota. *Ecology* **53**: 46-57.
- Davis, O. K. 1995. Climate and vegetation patterns in surface samples from arid western U. S. A.: Application to Holocene climatic reconstructions. *Palynology* **19**: 95-117.
- Davis, O.K., Minckley, T., Moutoux, T., Jull, T. y Kalin, B. 2002. The transformation of Sonoran Desert wetlands following the historic decrease of burning. *Journal of Arid Environments* **50**: 393-412.
- Dean, W. E. Jr. 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Petrology* **44**: 242-248.

- Delpretti, P. 1987. *Contribución a l'étude de la Sierra Madre Occidental (Mexique): la séquence volcanique tertiaire de la transversale Tepoca-Yepachic* [Tesis de Doctorado]: Marsella, Universidad de Aix-Marsella III, 344p.
- Dyke, A. S., Andrews, J. T., Clark, P. U., England, J. H., Miller, G. H., Shaw, J. y Veillette, J. J. 2002. The Laurentide and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* **21**: 9-31.
- Ehleringer, J. R., Flanagan, L. B. y Pearcy, R. W. 1991. Climate change and the Evolution of C₄ photosynthesis. *Tree* **6**: 95-99.
- Erdtman, G. 1969. *Handbook of palynology/morphology – taxonomy – ecology. An introduction to study pollen grains and spores*. Haffner Publishing Co. New York.
- Fægri, K. e Iversen, L. 1989. *Textbook of pollen analysis*. 4^{ta} ed. John Wiley & Sons, Chichester.
- Felger, R. S., Johnson, M. B. y Wilson, M. F. 2001. *The trees of Sonora, Mexico*. Oxford, University Press.
- Flenley, J. R. 1998. Tropical Forest Under the Climates of the Last 30,000 years. *Climatic Change* **39**: 177-197.
- Folk, R. L. y Ward, W. C. 1957. Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* **27**: 3-26.
- Galle, O. K. y Runnels, R. T. 1960. Determination of CO₂ in carbonate rocks by controlled loss on ignition. *Journal of Sedimentary Petrology* **30**: 613-618.
- García, E. 1988. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen (para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana). Bol. Ins. Geogr., UNAM, México, D. F., 246 pp.
- Goeury, C. 1998. *Gpalwin: gestion, traitement et représentation des données de la Paléoécologie*. XV symposium, Association des Palynologues de Langue Francaise, Lyon, France.
- Grim, E. R. 1953. *Clay Mineralogy*. McGraw-Hill, New York.
- Grimm, E. C., Jacobson, G. L., Jr., Watts, W. A. Hansen, B. C. S. y Maash, K. A. 1993. A 50,000-year record of climate oscillations from Florida and its temporal correlation with the Heinrich Events. *Science* **261**: 198-200.
- Hair, J. F., Anderson, R. E., Tatham, R. L. y Black, W. C. 1999. *Análisis multivariante*. 5^{ta} ed. Prentice Hall Iberia, Madrid, España.
- Heinrich, H. 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research* **29**: 142-152.
- Heusser, C. J. 1974. Quaternary vegetation, climate, and glaciation of the Hoh River Valley, Washington. *Geological Society of America Bulletin* **85**: 1547-1560.
- Hevly, R. H. 1985. A 50,000 year record of Quaternary environments; Walker Lake, Coconino Co., Arizona. *American Association of Stratigraphic Palynologists foundation (AASP)*. Contribution Series **16**:141-154.

de sedimento de la cuenca El Aguaje del Caballito Blanco, NW de la Sierra Madre Occidental, Maycoba Sonora, México [Tesis de licenciatura]: Universidad de Sonora, Hermosillo, Sonora, México, 86 p.

Lowe, J.J. y Walker, M. J. C. 1997. *Reconstructing Quaternary Environments*. Longman, London.

Lozano García, M.S., 1979. Atlas de polen de San Luis Potosí, México. *Pollen et Spores* **21**: 288-336.

Lozano García, M.S., Ortega Guerrero, B., Caballero Miranda, M. y Urrutia Fucugauchi, J. 1993. Late

- Hicks, S. y Hyvärinen, H. 1999. Pollen influx values measured in different sedimentary environments and their palaeoecological implications. *Grana* **38**: 228-242.
- Hooghiemstra, H. y van der Hammen, T. 1998. Neogene and Quaternary development of the neotropical rain forest: the refugia hypothesis, and a literature review. *Earth-Science. Rev.* **44**: 147-183.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 1988. Atlas Nacional del Medio Físico. INEGI. Aguascalientes.
- Jackson, S. T. 1990. Pollen source area and representation in small lakes of northeastern United States. *Review of Paleobotany and Palynology* **63**: 53-76.
- Jackson, S. T. y Wong, A. 1992. Using forest patchiness to determine pollen source areas of closed-canopy basins. *Ecol. Soc. Am. Bull.* **73**: 221.
- Jacobs, B. F. 1985. A Middle Wisconsin Pollen Record from Hay Lake, Arizona. *Quaternary Research* **24**: 121-130.
- Jones, G., Bryant, V., Lieux, M., Jones, S. y Lingren, P. 1995. Pollen of the Southeastern United States. *American Association of Stratigraphic Palynologists foundation (AASP). Contributions Series No. 30.*
- Krauskopf, K. B. 1979. *Introduction to Geochemistry*. McGraw-Hill, International Series in the Earth and Planetary Sciences, New York.
- Krumbein, W. C. 1934. Size frequency distributions of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* **4**: 65-77.
- Kutzbach, J. E., Guetter, P. J., Behling, P. J. y Selin, R. 1993. Simulate climatic changes: results of the COHMAP climate-model experiments. *Global climates since the Last Glacial Maximum* (ed. by H. E. Wright Jr., J. E. Kutzbach, T., Webb III, W. F. Ruddiman, F. A. Street-Perrott y P. J. Bartlein), pp. 24-93. University of Minnesota Press, Mineapolis, MN.
- Ledig, F. T., Mápula-Larreta, M., Bermejo-Velázquez., Reyes-Hernández, V., Flores-López, C. y Capó-Arteaga, M. 2000. Locations of endangered spruce populations in Mexico and the demography of *Picea chihuahuana*. *Madroño* **47**: 71-88.
- López Higuera, A. 2003. *Paleoambientes del Pleistoceno tardío (ca.34000 años AP) a partir de un núcleo de sedimento de la cuenca El Aguaje del Caballito Blanco, NW de la Sierra Madre Occidental, Maycoba Sonora, México* [Tesis de licenciatura]: Universidad de Sonora, Hermosillo, Sonora, México, 86 p.
- Lowe, J.J. y Walker, M. J. C. 1997. *Reconstructing Quaternary Environments*. Longman, London.
- Lozano García, M.S., 1979. Atlas de polen de San Luis Potosí, México. *Pollen et Spores* **21**: 288-336.
- Lozano García, M.S., Ortega Guerrero, B., Caballero Miranda, M. y Urrutia Fucugauchi, J. 1993. Late Pleistocene and Holocene palaeoenvironments of Chalco Lake, Central Mexico. *Quaternary Research* **40**: 332-342.

- Lozano García, M. S., y 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 Paleobotany and Palynology* **99**: 77-93.
- Lozano García, M. S., Ortega Guerrero, B. y Sosa Nájera, S. 2002. Mid- to Late-Wisconsin Pollen Record of San Felipe Basin, Baja California. *Quaternary Research* **58**: 84-92.
- Maher, L. J., Jr. 1972. Absolute pollen diagram of Redrock Lake, Boulder County, Colorado. *Quaternary Research* **2**: 531-553.
- Markgraf, V. y D'Antoni, H. 1978. *Pollen Flora of Argentina*. The University of Arizona Press, Tucson, Az.
- Markgraf, V., Bradbury, J. P., Forester, R. M., Singh, G. y Sternberg, R. S. 1984. San Agustin Plains, New Mexico: Age and Paleoenvironmental Potential Reassessed. *Quaternary Research* **22**: 336-343.
- Martin, P. S. 1963. Geochronology of pluvial Lake Cochise, southern Arizona. II pollen analysis of a 42-meter core. *Ecology* **44**: 436-444.
- Martin, P. S., Yetman, D., Fishbein, P. J., Van Devender, T. R. y Wilson, R. K. 1998. *Gentry's Río Mayo Plants*. The University of Arizona Press, Tucson, Arizona.
- Martínez Hernández, E. y Ludlow Wiechers, B. 1978. *Catálogo Palinológico para la Flora de Veracruz*. Presentación. *Biotica* **3**: 1-2
- Martínez Hernández, E., Cuadriello Aguilar, J. I., Téllez Valdez, O., Ramírez Arriaga, E., Sosa Nájera, M. S., Melchor Sánchez, J. E. M., Medina Camacho, M. y Lozano García, M. S. 1993. *Atlas de las plantas y el polen utilizados por las cinco especies principales de abejas productoras de miel en la región del Tacana, Chiapas, México*. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F.
- Menking, K. M., Anderson, R. Y., Shafike, N. G., Syed, K. H. y Allen, B. D. 2004. Wetter or colder during the Last Glacial Maximum? Revisiting the pluvial lake question in southwestern North America. *Quaternary Research* **62**: 280-288.
- Metcalfe, S. E., O'Hara, S. L., Caballero, M. y Davies, S. J. (2000). Records of Late Pleistocene-Holocene climatic change in Mexico- A review. *Quaternary Science Reviews* **19**: 699-721.
- Metcalfe, S. E., Say, A., Black, S., McCulloch, R. y O'Hara, S. L. 2002. Wet conditions during the last glaciation in the Chihuahuan desert, Alta Babicora Basin, Mexico. *Quaternary Research* **57**: 91-101.
- Meyer, E. R. 1973. Late-Quaternary paleoecology of the Cuatro Ciénegas Basin, Coahuila, México. *Ecology* **54**: 982-995.
- Minckley, T. A. 1999. *Spatial Variation of Modern Pollen Rain in Oregon and Southern Washington* [Tesis de Maestría]: Eugene, University of Oregon, 127p.
- Moore, D. M. y Reynolds, R. C. 1989. *X-Ray diffraction and the Identification and analysis of clays minerals*. Oxford, University Press.

- Moore, P.D., Webb, J.A. y Collinson, M.E. 1991. *Pollen analysis*. 2a. Edición. Blackwell Scientific Publication. Boston.
- Nakagawa, T., Brugiapaglia, E., Digerfeldt, G., Reille, M., Beaulieu, J. -L. de y Yasuda, Y. 1998. Dense-media separation as a more efficient pollen extraction method for use with organic sediment samples: comparison with the conventional method. *Boreas*, **27**: 15-24.
- Nixon, K. C. 1993. El género *Quercus* en México. In: T. P. Ramamoorthy, R. Bye, A. Lot; J. Fa (Eds). *Diversidad Biológica de México. Orígenes y Distribución*. Instituto de Biología, UNAM, México.
- Ortega Rosas, C. I. 2000. *Historia de la vegetación en la ciénega de Camilo durante el Holoceno, municipio de Yécora, Sonora, Sierra Madre Occidental* [Tesis de licenciatura] : CESUES, Hermosillo, Sonora, México, 109 p.
- Ortega Rosas, C. I. 2003. *Palinología de la Ciénega de Camilo: datos para la historia de la vegetación y el clima del Holoceno medio y superior en el NW de la Sierra Madre Occidental, Sonora, México* [Tesis de Maestría]: Universidad Nacional Autónoma de México, México D. F., 109 p.
- Ortega Ramírez, J. R., Valiente Banuet, A., Urrutia Fucugauchi, J., Mortera Gutiérrez, C. A. y Alvarado Valdez G. 1998. Paleoclimatic changes during the Late Pleistocene – Holocene in Laguna Babícora, near the Chihuahua Desert, Mexico. *Can. J. Earth Sci.* **35**: 1168-1179.
- Ortega Guerrero, B., Caballero Miranda, M., Lozano García, M. S. y De la O Villanueva, M. 1999. Paleoenvironmental records of the last 70,000 yr in San Felipe Basin, Sonora desert, Mexico. *Geofísica Internacional* **38**: 153-163.
- Ortega Guerrero, B., Caballero Miranda, C., Lozano García, S., Israde, I. y 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.
- Ortiz Acosta, M.E. 2003. Données et méthodes pour l'histoire de la végétation et du climat au nord-ouest du Mexique. [Thèse de Doctorat ès-Sciences], Université d'Aix-Marseille III, Marsella.
- Ortiz, M. E., Peñalba, M. C. y Guiot, J. Modern pollen rain from Northwestern Mexico. *Review of Palaeobotany and Palynology*, sometido.
- Ortlieb, L. 1986. Néotectonique et variations du niveau marin au Quaternaire dans la région du Golfe de Californie, Mexique. [Thèse de Doctorat ès-Sciences], 2 vols., Université d'Aix-Marseille II, France.
- Palacios-Fest, M. R., Carreño, A. L., Ortega-Ramírez, J. R., Alvarado-Valdez, G. 2002. A paleoenvironmental reconstruction of Laguna Babícora, Chihuahua, Mexico base on ostracode paleoecology and trace element shell chemistry. *Journal of Paleolimnology* **27**: 185-206.
- Peñalba, M. C. y Búrquez, A. "Flora polínica de Sonora, México". la. Planicies de Sonora (Desierto Sonorense), al sur de Hermosillo. *Boletín Sociedad Botánica de México*. En revisión.
- Punning, J.-M. y Koff, T. 1997. The landscape factor in the formation of pollen records in lake sediments. *Journal Paleolimnology* **18**: 33-44.

- Reille, M. 1992. *Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord*. Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, Marseille. France.
- Reille, M. 1995. *Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord, supplément 1*. Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, Marseille. France.
- Reille, M. 1998. *Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord, supplément 2*. Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, Marseille. France.
- Reina, G. A., Van Devender, T. R., Trauba, W. y Búrquez, A. 1999. Caminos de Yécora. Notes on the vegetation and flora of Yécora, Sonora. *Memorias. Symposium internacional sobre la utilización y aprovechamiento de la flora Silvestre de zonas áridas*. DICTUS, Hermosillo, Son., México, 137-144.
- Roldán Q. J. y Clark, K. 1992. An overview of the geology and mineral deposits of the northern Sierra Madre Occidental and adjacent areas. In: Clark, K. F., Roldán, J. y Schmidt, R. H. (Eds.), *Geology and Mineral Resource of the Northern Sierra Madre Occidental, Mexico*. *El Paso Geological Society*, El Paso, pp. 39-65.
- Rzedowski, J. 1994. *Vegetación de México*. LIMUSA. México.
- Saa Otero, M. P., Suárez Cervera, M., y Gracia, V. 1996. *Atlas del polen de Galicia I*. Deputación de Ourense, España.
- Sánchez Goñi, M. F., Touron, J. L., Eynaud, F., Gendreau, S. 2000. European climatic response to millennial-scale changes in the atmosphere-ocean system during the last glacial period. *Quaternary Research* **54**: 394-403.
- Serrato Sánchez, R., Valencia Castro, C. M. y del Río Olague, F. 1999. Interrelación entre variables del suelo y de las gramíneas en el pastizal semiárido del norte de Durango. *Terra* **17**: 27-34.
- Shackleton, N.J., Berger, A. y Peltier, W.R. 1990. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* **81**: 251-161.
- Shackleton, N. J., Fairbanks, R. G., Chiu, Tzu-chien. y Parrenin F. 2004. Absolute calibration of the Greenland time scale: implications for Antarctic time scales and for $\Delta^{14}\text{C}$. *Quaternary Science Reviews* **23**: 1513-1522.
- Stockmarr, J., 1973, Determination of spore concentration with an electronic particle counter: Danmarks Geologiske Undersøgelse, Årbøg, **1972**: 87-89.
- Styles, B. T. 1993. El género *Pinus*: su panorama en México. In: T. P. Ramamoorthy, R. Bye, A. Lot; J. Fa, (Eds). *Diversidad Biológica de México. Orígenes y Distribución*. Instituto de Biología, UNAM, México.
- Swanson, E. y Wark, D. 1988. Mid-Tertiary silic volcanism in Chihuahua, México. In: Clark, K. F., Goodell, P. y Hoffer, J. (Eds.), *Stratigraphy, tectonics and resources of parts of the Sierra Madre Occidental province, Mexico*. *El Paso Geological Society*. El Paso, pp. 229-239.

- Sugita, S. 1994. Pollen representation of vegetation in Quaternary sediments: theory and method in patchy vegetation. *Journal of Ecology* **82**: 881-897.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins*. Saunders, A.D. y Norry, M.J. (Eds.), Geological Society of London, London, pp. 313-345.
- Thompson, R.S. 1985. Palynology and *Neotoma* middens. *Am. Assoc. Strat. Palynol. Contrib. Ser.* **16**: 80-112.
- Thompson, R. S., Whitlock, C., Bartlein, P. J., Harrison, S. P. y Spaulding, W. G. 1993. Climatic changes in the western United States since 18,000 yr B. P. In: Wright Jr., H. E., Kutzbach, J. E., Webb III, T., Ruddiman, W. F., Street-Perrott, F. A., Bartlein, P. J. (Eds.), *Global Climates since the Last Glacial Maximum*. Univ. Minesota Press, pp. 468-192.
- Van Devender, T. R. 1990a. Late Quaternary vegetation and climate of the Sonora Desert, United States and Mexico. In: Betancourt, J. L., Van Devender, T. R. y Martin, P. S. (Eds.), *Packrat Middens: The Last 40,000 Years of Biotic Change*, pp. 104-133. Tucson: University Arizona Press.
- Van Devender, T. R. 1990b. Late Quaternary vegetation and climate of the Chihuahuan Desert, United States and Mexico. In: Betancourt, J. L., Van Devender, T. R. y Martin, P. S. (Eds.), *Packrat Middens: The Last 40,000 Years of Biotic Change*, pp. 104-133. Tucson: University Arizona Press.
- Van Devender, T. R., Thompson, R. S. y Betancourt, J. L., 1987. Vegetation history of the deserts of southwestern North America; The nature and timing of the Late Wisconsin-Holocene transition. In: Rudiman, W. F. y Wright, H. E., Jr. (Eds.), *North America and adjacent oceans during the last deglaciation: Boulder, Colorado. Geological Society of America. The Geology of North America*, v. **K-3**, pp. 323-352.
- Walker, R. G. y James, N. P. 1992. *Facies Model*. Geological Association of Canada, Ontario, Canada.
- Ward, J. H. 1963. Hierarchical grouping to optimize an objective function. *J. Am. Statist. Assoc.* **58**: 236-244.
- Wentworth, C. K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology* **30**: 377-392.
- Weninger, B., Jöris, O. y Danzegloke, U. 2004. Calpal – The Cologne radiocarbon CALibration and PALaeoclimate research package (<http://www.calpal.de>).
- Wright, H. E. Jr. 1991. Coring tips. *Journal of Paleolimnology* **6**: 37-49.

AGRADECIMIENTOS

- ❖ Gracias al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada durante dos años para poder llevar a cabo mis estudios de Maestría.
- ❖ Al Departamento de Geología, a la Coordinación de la Maestría en Ciencias-Geología y a la División de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Sonora, por todo el apoyo económico y administrativo brindado durante mis años de estudio.
- ❖ Mi sincero agradecimiento a mis asesores de tesis, la Dra. María Cristina Peñalba y el Dr. Francisco A. Paz por compartir conmigo sus conocimientos, por sus críticas, comentarios y los consejos que ambos me han dado, que sin duda alguna han servido de mucho en mi formación profesional.
- ❖ Al Prof. Konrad Gajewski del Laboratory of Paleoclimatology and Climatology, Department of Geography, University of Ottawa, por su asesoría en el análisis estadístico de los datos y la revisión de este trabajo. Gracias por su ayuda, sus consejos, comentarios, por darme parte de su tiempo cuando lo he necesitado y for asking "When you will have finished ?".
- ❖ Al Dr. Thomas R. Van Devender y a la Ing. Agrónoma Ana Lilia Reina Guerrero quienes nos informaron sobre el sitio de estudio, por su valiosa información sobre la vegetación del área y el apoyo que me han brindando. Gracias Tom, por aceptar la revisión de este trabajo, por sus valiosos comentarios y fungir como sinodal externo.
- ❖ A los miembros del jurado, al Dr. Rogelio Monreal y M.C. Francisco J. Grijalva por aceptar la revisión y por la corrección de la tesis.
- ❖ Al Instituto de Geología de la Estación Regional del Noroeste, UNAM por permitirme utilizar el Laboratorio Químico para la extracción de polen.
- ❖ Al Instituto de Ecología de la Estación Regional del Noroeste, UNAM por el financiamiento otorgado para las dataciones ¹⁴C.
- ❖ Al Departamento de Geología por facilitarme el Laboratorio de Cristalografía y Geoquímica para llevar a cabo el análisis de Materia Orgánica.
- ❖ Al Dr. Ronaldo Herrera por permitirme utilizar el Laboratorio de Metalurgia del Departamento de Ingeniería Química de la Universidad de Sonora para el tratamiento con Laser Coulter.
- ❖ A Lizeth Larios por su ayuda en el tratamiento químico.
- ❖ A Dr. Hannes Löser por sus consejos, por su paciencia y su apoyo en todo momento.
- ❖ A mi familia por su apoyo incondicional.
- ❖ A todas aquellas personas que de alguna manera han intervenido en mi formación profesional.