

UCH-FC
MAG-B
V652
C.1



Cambios en la vegetación y clima a escalas multimilenial, milenial y centenal en la Región de Los Lagos chilena (41°S), desde el Último Máximo Glacial hasta la actualidad.

Tesis entregada a la Universidad de Chile en cumplimiento parcial de los requisitos para optar al grado de:

**Magíster en Ciencias Biológicas,
Facultad de Ciencias**

Autora

Javiera Videla Contreras

Diciembre, 2013

Director de Tesis:

Dr. Patricio Iván Moreno Moncada

FACULTAD DE CIENCIAS
UNIVERSIDAD DE CHILE
INFORME DE APROBACIÓN
TESIS DE MAGÍSTER

Se informa a la Escuela de Postgrado de la facultad de ciencias, Universidad de Chile, que la Tesis de Magíster en Ciencias presentada por el candidato.

JAVIERA VIDELA CONTRERAS

Ha sido aprobado por la comisión de Evaluación de la tesis como requisito para optar al grado de Magíster en Ciencias Biológicas, en el examen de Defensa Privada de Tesis rendido el día 28 de Noviembre, 2013.

Director de Tesis:
Dr. Patricio Moreno

Comisión de Evaluación de la Tesis

Dr. Rodrigo Villa

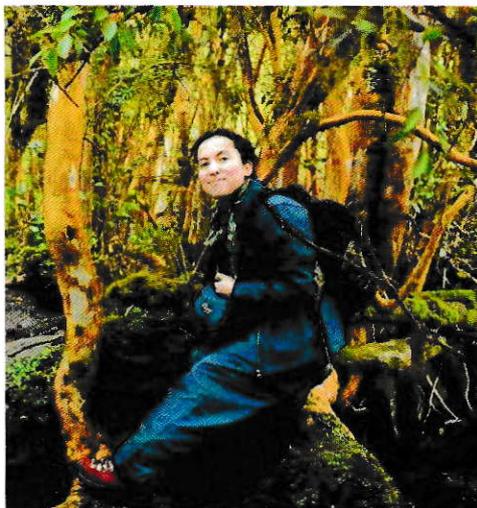
Dr. Luis Felipe Hinojosa



The image shows three handwritten signatures in blue ink, each placed above a horizontal dotted line. To the right of the signatures is a circular stamp. The stamp contains the text 'FACULTAD DE CIENCIAS' at the top, 'BIBLIOTECA CENTRAL' in the center, and 'U. DE CHILE' at the bottom, flanked by two small stars.

*Dedicada a tu memoria
abuelita Menche*

*¿Quién lo iba a imaginar?
Quizás fue una coincidencia.
Yo tenía otro lugar
...pero terminé en la ciencia.*



Nací en un año de locos
Marzo del ochenta y cinco
Santiago dio tanto brinco
que terminó en terremoto
Y a pesar del alboroto
la vida siguió su andar
Recuerdo cuando sumar
era un complicado asunto.
Que llegara hasta este punto...
¿Quién lo iba a imaginar?

De niña viví en provincia
cerquita del Bío-bío
y aunque era un lugar frío
para mí fue una delicia
Ahí aprendí la pericia
de la danza y su cadencia.
Volví a Santiago de urgencia
¡Qué cambio tan repentino!
Quizás fuera mi destino,
quizás fue una coincidencia.

Después de acabar la escuela
llegué a la Universidad
lugar donde la verdad
dicen que se nos revela.
Para mí fue pasarela
al arte de investigar
Primero quise indagar
en la neurobiología,
mas para sorpresa mía
yo tenía otro lugar.

Como he sido consagrada
por maravillosos viajes
de la tierra y sus paisajes
siempre estuve enamorada.
Y así terminé enlazada
a la flora y su afluencia
Hoy a costa de paciencia
al fin pude terminar.
Yo que quería bailar...
...pero terminé en la ciencia.

AGRADECIMIENTOS



Agradezco a todas las personas que participaron en mi proceso educativo. A mi tutor, Dr. Patricio Moreno, por la confianza que ha depositado en mí durante todo el tiempo que hemos trabajado juntos, su dedicación y paciencia en mi formación científica y por las constantes oportunidades que me ha brindado para continuar mis estudios. A los miembros de la comisión evaluadora Dr. Rodrigo Villa por su buena disposición ante mis constantes dudas, y a Dr. Felipe Hinojosa por sus comentarios y sugerencias para mejorar este trabajo.

Agradezco también a mis compañeros del laboratorio de Palinología Marcela, Oscar, Ignacio, Lucía, Carmen, Willy, Enzo y Mike que han sido amigos y profesores para mí, en particular a Loreto Hernández quien además realizó las cuentas de carbón macroscópicas utilizadas en esta tesis.

Al Dr. Blas Valero Garcés por recibirme en el laboratorio del Instituto Pirenaico de Ecología y colaborar con el envío y análisis estratigráfico de muestras que forman parte de este trabajo.

Al financiamiento otorgado por el Instituto de Ecología y Biodiversidad (IEB), ICM P02-51, CSIC 16/11-12, al Fondap 15110009 y los proyectos Fondecyt 1070991 Y 1110612.

Por supuesto agradezco profundamente a mis padres que siempre han sido una fuente de inspiración y apoyo en mis múltiples intereses y a mi hermana por su compañía cada vez que me vi sobrepasada. Finalmente agradezco a mis amigos, en entre ellos a Jorge Marin por su colaboración en uno de los diagramas de este trabajo, y a mis compañeros de canto que me han ayudado a cultivar aspectos de mi vida no científica que algún día espero poder complementar.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

| | Página |
|---|-------------|
| DEDICATORIA | iii |
| BIOGRAFÍA | iv |
| AGRADECIMIENTOS | v |
| ÍNDICE DE CONTENIDOS | vi |
| ÍNDICE DE FIGURAS | viii |
| ÍNDICE DE TABLAS | x |
| 1 – RESUMEN | xi |
| ABSTRACT | xiii |
| 2 – INTRODUCCIÓN | 1 |
| 2.1 ANTECEDENTES | 5 |
| I- El Último Máximo Glacial y la transición al clima interglacial | 5 |
| II – Variaciones climáticas durante el Holoceno | 12 |
| III - Paleoecología en Patagonia Noroeste | 14 |
| 2.2 OBJETIVOS | 17 |
| 3 - ÁREA DE ESTUDIO | 18 |
| I - Geografía y clima del área de estudio | 18 |
| II - Vegetación del sector de Llanquihue | 18 |
| 4 - HIPÓTESIS DEL TRABAJO | 23 |
| 5- MATERIALES Y MÉTODOS | 27 |
| I - Muestreo en terreno y batimetría | 27 |
| II - Estratigrafía | 27 |



| | |
|--|-----------|
| III - Cronología | 38 |
| IV - Análisis de polen fósil | 29 |
| V - Análisis de partículas macroscópicas de carbón | 32 |
| VI - Análisis de partículas microscópicas de carbón | 32 |
| 6 – RESULTADOS | 33 |
| I – Batimetría | 33 |
| II – Estratigrafía | 34 |
| III – Cronología | 35 |
| IV - Estratigrafía polínica y partículas macroscópicas de carbón | 39 |
| 7 – DISCUSIÓN | 50 |
| 7.1 – PALEOVEGETACIÓN Y PALEOFUEGO EN LAGO PICHILAGUNA | 50 |
| I - Último Máximo Glacial y transición al clima Interglacial | 50 |
| II - Registro de Lago Pichilaguna durante Holoceno | 54 |
| III - Contextualización de las señales climáticas de Lago Pichilaguna a escalas de tiempo multimilenial, milenial y centenal | 60 |
| 7.2 - COMPARACIÓN DE LAGO PICHILAGUNA CON OTROS REGISTROS DE LA REGIÓN | 62 |
| I - Término del UMG y transición al clima Interglacial: divergencias en el ambiente deposicional entre los sitios de estudio. | 62 |
| II - Terminación Glacial y Holoceno. | 67 |
| 7.3 - INTERPRETACIÓN PALEOCLIMÁTICA E IMPLICANCIAS | 78 |
| 8 – CONCLUSIÓN | 82 |
| 9 – BIBLIOGRAFÍA | 86 |

INDICE DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 3.1: Mapa del sitio de estudio | 18 |
| Figura 6.1: Modelo batimétrico de Lago Pichilaguna | 33 |
| Figura 6.2 A, B y C: Perfiles de la cuenca de Lago Pichilaguna | 34 |
| Figura 6.3 A: Columna estratigráfica; B: Suceptibilidad Magnética | 36 |
| Figura 6.4: Modelo de edad de Lago Pichilaguna | 38 |
| Figura 6.5: Diagrama de porcentaje polínico de taxa arbóreos principales | 46 |
| Figura 6.6: Diagrama de porcentaje polínico de taxa arbóreos y arbustivos | 47 |
| Figura 6.7: Diagrama de porcentaje polínico de taxa exóticos y herbáceos | 48 |
| Figura 6.8: A: Tasa de Acumulación (TA) de carbón microscópico; B: Tasa de Acumulación de carbón macroscópico. | 49 |
| Figura 7.1: Diagrama de los taxa principales e índice de paleovegetación de Lago Pichilaguna durante los últimos 10.000 años. | 55 |
| Figura 7.2 A y B: Diagrama polínico e índice de paleovegetación en detalle entre 5,5 y 3 ka. | 58 |
| Figura 7.3 A y B: Diagrama polínico en detalle de los últimos 3000 años. | 59 |

| | |
|---|----|
| Figura 7.4: (i) Índice de Paleovegetación del sitio Pichilaguna. (ii y iii) Porcentaje de abundancia de <i>Eucryphia/Caldcluvia</i> durante los últimos 10.000 años. | 61 |
| Figura 7.5: Esquema de tres lagos hipotéticos con cuencas de distinta forma | 66 |
| Figura 7.6 Comparación entre los registros palinológicos de Lago Pichilaguna y Fundo Llanquihue. | 70 |
| Figura 7.7 Diagrama comparativo del porcentaje de abundancia de <i>Eucryphia/Caldcluvia</i> entre los lagos Lepué, Condorito, Pichilaguna y Pichilafquén, durante los últimos 12.000 años. | 74 |
| Figura 7.8 Diagrama comparativo del porcentaje de abundancia de <i>N. tipo dombeyi</i> de los lagos Lepué, Condorito, Pichilaguna y Pichilafquén, durante los últimos 12.000 años. | 75 |
| Figura 7.9 Diagrama comparativo del porcentaje de abundancia de <i>Weinmannia trichosperma</i> entre los sitios Lepué, Condorito, Pichilaguna y Pichilafquén Rupu, durante los últimos 14000 años. | 76 |
| Figura 7.10 Diagrama comparativo del porcentaje de abundancia de Poaceae entre los sitios Lepué, Condorito, Pichilaguna y Pichilafquén, durante los últimos 12000 años. | 77 |

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 6.1: Dataciones radiocarbónicas

37

1 – RESUMEN

Pocos estudios desarrollados en la Región de los Lagos chilena han examinado en detalle la cronología y dirección de cambios climáticos a escala regional en el marco de la evolución paleoclimática desde el Último Máximo Glacial (UMG) hasta la actualidad. Ello debido a la carencia de continuidad temporal y homogeneidad de ambientes deposicionales de los sitios de estudio, factores que afectan la fidelidad del registro climático y dificulta la comparación entre sitios. Esta tesis presenta un registro polínico de alta resolución temporal obtenido de Lago Pichilaguna (41°15'S, 73°03'O), un lago pequeño ubicado en el Valle Longitudinal al oeste de Lago Llanquihue. A partir de este sitio reconstruyo las variaciones en la vegetación e infiero fluctuaciones en el clima a escalas de tiempo multimilenial y submilenial durante los últimos ~20.000 años. Interpreto predominio de vegetación arbustiva tipo matorral o Bosque Subantártico abierto durante la etapa final del UMG, con un sostenido incremento en *Nothofagus* tipo *dombeyi* que sugiere densificación de la cobertura arbórea entre 18,8 y ~20 ka (ka = mil años calendario antes del presente) seguido por agudización de las condiciones frías glaciales entre 17,6 y 18,8 ka. A partir de 17,6 ka comienza la Última Terminación Glacial con un incremento de temperatura que lleva al predominio de bosques Nord Patagónicos templado-lluviosos, seguida por una reversión hacia condiciones frío/húmedas a los 15 ka, a juzgar por el incremento de coníferas higrófilas/criófilas. A continuación detecto un hiato de ~2500 años de duración durante la etapa inicial del Holoceno (12,4-10 ka). A partir de 10 ka infiero el predominio de bosque Valdiviano sobre la base de un incremento de *Eucryphia/Caldcluvia*, seguido por un pulso de

incremento a los ~6,4 ka que diverge de la señal regional y que da paso a un intervalo de pronunciada variabilidad climática a escala submilenial. Destacan intervalos cálido/secos entre: 4,9-5,5 ; 3,9-4,3 ; 3,1~3,5 ; 2,5-2,8 ; 2-2,2 ; 1-1,4 y 0,3-0,5 ka.

Concluyo que el término del UMG en la región de Los Lagos chilena comienza a los ~17.5 ka, con un incremento en la temperatura registrada por sitios con diverso tamaño, tafonomía y ubicación geográfica. Luego, al comienzo del Holoceno las precipitaciones disminuyen gatillando el incremento de fuego y apertura del bosque. Durante la segunda mitad del Holoceno, las condiciones globales menos extremas permiten la expresión de las señales climáticas locales y de menor magnitud, que conllevan a la divergencia entre los registros de la región. En el caso de Lago Pichilaguna, la variabilidad en el aporte de humedad de los Vientos del Oeste la relaciono con el incremento en la ocurrencia y dominancia de eventos ENOS registrada a partir de ~6,2 ka en la costa oeste sudamericana. Los últimos 350 años muestran perturbación antrópica de gran escala ocasionada por el asentamiento de colonos europeos, lo que provoca drásticos cambios en la vegetación de la región de Los Lagos chilena.

1 – ABSTRACT

Few studies carried out in the Chilean Lake District have examined in detail the timing and direction of climate changes at regional scale through the context of the paleoclimatic evolution since the Last Glacial Maximum (LGM) to the present. To a large extent this stems from the lack of temporal continuity and homogeneity in depositional environments of the study sites, factors affecting the continuity and fidelity of the climate record, making it difficult to establish comparisons between sites. This thesis presents a high-resolution pollen record obtained of Lago Pichilaguna (41°15'S, 73°03'W), a small lake located in the Longitudinal Valley west of Lago Llanquihue. From these data I reconstruct changes in vegetation and infer fluctuations in climate time scales and submillennial multimillennial over the last ~ 20,000 years. The record suggests prevalence of scrubland or open Subantarctic Forest during the final stage of the LGM, with a sustained increase in *Nothofagus dombeyi* type suggesting densification in arboreal cover between 18.8 and ~ 20 ka (ka = thousand calendar years before present) followed by intensification of cold glacial conditions between 17.6 and 18.8 ka. The last glacial termination started at 17.6 ka with an increase in temperature that led to the establishment of closed-canopy North Patagonian rainforests, followed by a reversal to cold/wet conditions at 15 ka, judging by the increase in hygrophilous/ cryophilic conifers. The record then features a ~2500 year-long hiatus during the early Holocene (12.4 to 10 ka). Increased *Eucryphia/Caldcluvia* beginning at 10 ka indicates establishment of Valdivian forest followed by further increase at 6.4 ka, a signal that departs from the regional pattern and gives way to pronounced submillennial-scale climate

variability. I identify recurrent warm/dry intervals between: 4.9-5.5 ; 3.9-4.3 ; 3.1-~3.5 ; 2.5-2.8 ; 2-2.2 ; 1-1.4 y 0.3-0.5 ka.

I conclude that glacial climate conditions in the Chilean Lake District ended at ~17.6 ka with an increase in temperature recorded by sites with different size, taphonomy and geographic location. A subsequent decline in precipitation at the beginning of the Holocene triggered an increase in paleofires and opening of the forest. Lower-magnitude climate forcing during the most recent half of the Holocene featured might have led to divergences between sites, presumably reflecting small-scale hydroclimate, disturbance and edaphic heterogeneities throughout the region. I detect centennial-scale hydroclimate variability in the Lago Pichilaguna record that suggest alterations in the westerly wind belt related attributable to the occurrence and dominance of ENSO since ~ 6.2 ka, as recorded by tropical sites on the west coast of South America. The last 350 years show large-scale human disturbance caused by the settlement of European colonists, causing dramatic changes in the natural vegetation of the region.



2 - INTRODUCCIÓN

El periodo Cuaternario abarca los últimos ~2,6 millones de años de la historia de la Tierra, y se caracteriza por una marcada inestabilidad climática con ciclos de enfriamiento global conocidos como glaciaciones. Éstas consisten en la alternancia de periodos fríos (glaciales) en que la temperatura global superficial alcanza valores mínimos y los mantos de hielo continentales aumentan su área de cobertura tanto en las latitudes altas como en sectores de mayor altitud de latitudes medias y bajas, sucedidos por periodos cálidos (interglaciales) en que esas condiciones se revierten. La duración de estos ciclos ha variado durante el Cuaternario, sin embargo durante los últimos 800.000 años su periodicidad exhibe un promedio de ~100.000 años (Zachos y col., 2001)

La última glaciación comenzó hace ~115.000 años y durante ese tiempo se registró un enfriamiento oscilante, con momentos de agudización de condiciones en extremo frías denominados **estadiales**, seguidos por incrementos bruscos de temperatura (**interestadiales**) (Bond y col., 2001). Entre ~33,6 y ~17 ka (ka = mil años calendario antes del presente) se registra el Último Máximo Glacial (UMG) periodo caracterizado por temperaturas muy bajas en que ocurre la máxima depresión del nivel del mar y acumulación de hielo continental, previo a la transición a un clima interglacial. A partir de entonces se observa un incremento abrupto en la temperatura global, denominado la Última Terminación Glacial, durante la cual ocurre la transición al actual periodo interglacial, el término del Pleistoceno y comienzo del Holoceno (últimos ~11.700 años).

Existen varias características que hacen de Patagonia una región adecuada para los estudios de clima actual y paleoclima, en especial los relacionados a flujos de vientos de latitudes medias. Por un lado, corresponde a la única masa continental continua que intercepta el cinturón de los Vientos del Oeste en el hemisferio sur, en particular la zona de mayor intensidad (entre $\sim 50 - 55^\circ$ S) (Moreno y col., 2009a). El porcentaje de masa continental en relación al oceánico es bajo, a diferencia de lo que ocurre en el hemisferio norte, factor que le otorga mayor estabilidad a la atmósfera y que se traduce en una alta simetría zonal de los vientos (Moy y col., 2009), es decir que los Vientos de Oeste circulan de manera homogénea y continua a lo largo de un cinturón latitudinal a través de las latitudes medias del hemisferio sur, en contraste con el hemisferio norte en que los obstáculos continentales y mayor convección sobre los continentes distorsiona la circulación atmosférica más cercana a la superficie, alterando su simetría. Además, en la vertiente Pacífica de Patagonia las precipitaciones son aportadas exclusivamente por los Vientos del Oeste, cuyo límite norte actual oscila estacionalmente entre $\sim 30^\circ$ y 40° S (Garreaud y col., 2009) influenciado por cambios en la baroclinicidad del hemisferio sur, que a su vez están estrechamente relacionadas con las variaciones en la intensidad y migración latitudinal del Anticiclón del Pacífico Subtropical. Debido a esto, mientras Chile central y centro sur ($\sim 30^\circ - 40^\circ$ S) son afectados por frentes de lluvia durante los meses del invierno austral, en latitudes superiores a 40° S las precipitaciones son prácticamente constantes durante todo el año. Finalmente, las características geográficas de Patagonia permiten la interacción de una gran diversidad de ambientes y unidades vegetacionales, lo que resulta interesante para estudios paleoecológicos. Un factor físico importante es la Cordillera de los Andes, que actúa como obstáculo para el flujo de

vientos troposféricos que advectan masas de aire húmedo desde el Océano Pacífico hacia el continente. De esta manera, por efecto orográfico la humedad contenida en los Vientos del Oeste precipita en el flanco occidental de la cordillera, generando un gradiente de humedad a través de los Andes a una misma latitud (Moy y col., 2009). En este contexto la Región de los Lagos chilena (39° - 44° S) ha sido foco de varios estudios paleoclimáticos y paleoecológicos (Heusser, 1974; Villagrán, 1985; Moreno 1997). Glaciares andinos piedemonte cubrieron parte importante de Patagonia durante el UMG dejando un amplio registro geomorfológico en el proceso de transición al clima actual, además de grandes lagos de origen glacial sobre el Valle Longitudinal en Chile y Argentina (Denton y col., 1999a). A su vez, el gradiente altitudinal de temperatura generado por el relieve condiciona la distribución y composición de la vegetación en la región (Schmithüsen, 1956) lo que permite la coexistencia de distintos tipos de bosques a una misma latitud (más detalles en la sección Área de estudio). Variaciones en la composición y abundancia de la vegetación, que incluyen densificación, expansión y/o migración del bosque, son estudiadas mediante registros de lluvia polínica fósil capturada en el sedimento de cuerpos de agua.

Otro aspecto influenciado por el clima es la ocurrencia de fuegos, que se ve favorecida por la disminución de las precipitaciones, baja humedad relativa del aire y el incremento de material combustible disponible. El estudio de paleofuegos a partir de sedimentos se obtiene mediante el conteo de partículas de carbón (Whitlock y col., 2007) ya que luego de un evento de fuego las partículas de material vegetal carbonizadas son dispersadas por el viento y depositadas en el fondo del lago, al igual que los granos

de polen. Una serie de estudios en Patagonia han descrito variaciones en la actividad de fuego desde el Último Máximo Glacial (Heusser, 1984; Heusser y col. 1999; Moreno y col. 1999; Power y col., 2008) y durante el Holoceno (Heusser, 1995; Whitlock y col., 2007; Abarzúa y Moreno, 2008), asociadas a condiciones en el clima y perturbación humana.

La diversidad de sitios paleoclimáticos y de paleovegetación estudiados en la Región de Los Lagos logran registrar la transición desde el UMG hasta la actualidad, aunque en su mayoría de manera discontinua. Lago Pichilaguna (sitio de estudio de esta tesis) alcanza una antigüedad de ~20 ka, con una depositación continua de material pelágico hasta la actualidad. Considerando estas y otras características (mencionadas con más detalle en secciones posteriores) el siguiente trabajo pretende:

- 1) Indagar en la señal climática regional durante los últimos 20.000 años, estableciendo una comparación entre los registros ya existentes y Lago Pichilaguna que permita observar la historia vegetacional y climática de la región de manera continua, además de examinar la heterogeneidad de ambientes deposicionales entre los sitios de estudios.
- 2) Evaluar cómo ocurre el cambio de clima desde el UMG hasta el clima actual en la región, considerando el alcance geográfico y las distintas escalas temporales de cambio en dichas señales climáticas.

- 3) Contextualizar la historia de cambios en la región con las variaciones climáticas descritas a nivel global y dentro del hemisferio sur, particularmente durante el Holoceno.

2.1 ANTECEDENTES

I - Último Máximo Glacial y transición al clima Interglacial

Se estima que a escala de tiempo multimilenial los Vientos del Oeste juegan un rol importante en los cambios del clima a nivel global, como la extensión del hielo marino en Antártica (Imbrie y col., 1992), la formación de aguas profundas y la degasificación del océano profundo (Toggweiler y col., 2006; Moreno y col., 2010). Esto, ya que están ligados a procesos de la circulación oceánica termohalina y surgencia de aguas oceánicas profundas que afectan la concentración de CO₂ disuelto en el mar y favorece su posterior liberación a hacia la atmósfera (Imbrie et. al., 1992). Se ha postulado que variaciones en la posición e intensidad de los Vientos del Oeste podrían estar involucradas en los grandes cambios de concentración de CO₂ atmosférico durante las transiciones Glacial-Interglacial (Toggweiler y col., 2006). Dado que el CO₂ es un gas de efecto invernadero, el incremento de concentración de éste en la atmósfera genera un forzamiento radiativo positivo, lo que se traduce en el aumento de la temperatura atmosférica. Por esta razón, mediante varios registros paleoecológicos y simulaciones realizadas mediante modelos de circulación general se ha estudiado el comportamiento

de los Vientos del Oeste durante el UMG (21 ka) (Rojas y col., 2009) y variaciones a escala multimilenial en los últimos 14.000 años en las latitudes medias del hemisferio sur (Moreno y col 2010, Fletcher y Moreno, 2011) asociadas a cambios en la intensidad, posición y simetría zonal de los Vientos del Oeste. Un motivo de discusión es la posición latitudinal que éstos adoptaron durante el UMG (Markgraf, 1989; Heusser, 1989) e inicios del Holoceno (Moreno y col. 2010, Lamy y col. 2010). Los primeros estudios describieron el UMG como un clima frío y seco en Patagonia Noroeste, sobre la base de la dominancia de gramíneas (Poaceae) y compuestas (Asteraceae) en la señal polínica registrada en sitios cercanos a Lago Llanquihue (Heusser, 1974). Markgraf (1989) postuló un desplazamiento hacia el sur del límite norte de los Vientos del Oeste para dar cuenta de las condiciones aparentemente secas en Patagonia noroeste. Sin embargo, estudios posteriores revelaron la presencia de especies características de Tundras Magallánicas (como *Astelia pumila*, *Donatia fascicularis* y *Lepidothamnus fonckii*) en registros polínicos del Valle Longitudinal de la Región de los Lagos, dando indicios de un clima mucho más húmedo que el actual (Heusser y col., 1996; 1999; Heusser y col., 2006; Moreno, 1997; Moreno y col., 1999). Este incremento en las precipitaciones puede ser explicado por una intensificación de los Vientos del Oeste, o bien, por el desplazamiento de éstos hacia el ecuador. Una manera adecuada de abordar este problema sería comparar los registros de varios sitios distribuidos en un transecto latitudinal que se extienda hasta latitudes inferiores a 41°S. El análisis sedimentológico del sitio Lago Puyehue (40°40'S, 72°28'O) señala condiciones frías y húmedas en el sector al menos entre 18 y 17,3 ka, sobre la base de una baja productividad lacustre y alto porcentaje de material terrígeno aportado por erosión glacial (Bertrand y col., 2007).

Otros estudios palinológicos y paleohidrológicos realizados en Laguna Tagua Tagua, Chile central (34°30'S, 71°10'O) (Heusser, 1990; Valero-Garcés y col., 2005) muestran dos momentos particularmente húmedos: el primero entre 17 y 19,5 ka (coetáneo al UMG) y posteriormente entre 11,5 y 13,5 ka, y que podrían proveer sustento empírico a la hipótesis de desplazamiento hacia el ecuador de los Vientos del Oeste.

Durante la Última Terminación Glacial (11,5--18 ka) se han descrito cambios climáticos a escala de tiempo milenial en ambos hemisferios (Denton y col., 2010). Varios estudios palinológicos desarrollados en la Región de los Lagos chilena han registrado fluctuaciones en la temperatura y precipitación durante la transición del clima glacial hasta el inicio del Holoceno, presentando divergencias a escala regional. El incremento del palinomorfo *Nothofagus* tipo *dombeyi* documentado entre 14--15 ka en los sitios Puerto Carmen (Villagrán, 1988) y Puerto Octay (Heusser, 1974) fue considerado como el evento que marcaba el fin del período glacial. Sin embargo estudios posteriores en el sector de Llanquihue, como el sitio Canal de la Puntilla, Fundo Llanquihue y Alerce proponen un aumento sustancial de la temperatura a partir de ~17,5 y 16,7 ka, respectivamente, inferido a partir del incremento en la cobertura arbórea por el incremento de *Nothofagus* (Moreno y col., 1999; Heusser y col., 1999). Las razones de esta divergencia han sido motivo de discusión respecto al modo en que ocurrió la transición al clima interglacial. Si bien es posible que se trate de distintos eventos de calentamiento o respuestas variadas de la vegetación local dependiendo de su paleodistribución glacial, es importante considerar las divergencias en la resolución y extensión temporal de los sitios, además de limitaciones en el control estratigráfico y

cronológico de los registros. Otra característica importante a considerar es la morfología de la cuenca de los lagos y pantanos, y aquellos aspectos asociados a la tafonomía de los sitios de estudio. Existen indicadores de las variaciones del nivel lacustre, como es el caso de la macrófita acuática *Isoetes*. En la región este taxón crece sumergido en ambientes litorales someros de lagos, de manera que el incremento de esporas registradas suelen interpretarse como señal de mayor cercanía de los bordes del lago al sector de mayor profundidad (que coincide con el punto de muestreo) (Gosling y col., 2008), es decir, descenso en el nivel lacustre. Sin embargo, incrementos de *Isoetes* podrían estar asociados al aumento del nivel lacustre e inundación de amplios sectores de escasa pendiente que permitirían incrementar las áreas susceptibles de ser colonizadas por estas macrófitas.

Por último, debe considerarse el comportamiento de la vegetación bajo la influencia de factores locales como control edáfico y diferencias en el clima asociado a la geografía circundante.

En el hemisferio norte se han descrito dos importantes eventos estadiales durante la Última Terminación Glacial. El primero corresponde al estadal Heinrich 1, periodo frío registrado entre 14,6 y ~18 ka durante el cual ocurre el colapso del manto de hielo Laurentino y el depósito masivo de detritos rocosos transportados por témpanos, conocido como Evento Heinrich 1 (H1) (Barker y col., 2009). Además, se ha descrito disminución de la temperatura superficial del Atlántico Norte y debilitamiento de la Circulación Meridional de Retorno del mismo, debido a que el alto suministro de agua fría y dulce hacia el océano que conlleva el derretimiento de los mantos de hielo (Denton

y col., 2010) provocaría una disminución de las salinidades superficiales del nor Atlántico. Esto, a su vez, genera un cese de la convección de masas de agua anómalamente salinas hacia el océano profundo y la liberación de calor hacia la atmósfera en las latitudes de Islandia, mermando así la formación de aguas profundas en este sector. Posteriormente estas condiciones se revierten y las temperaturas marinas y atmosféricas en el hemisferio norte presentan un incremento sostenido entre ~14,9-12,9 ka, momento a partir del cual comienza un segundo estadal de aproximadamente 1200 años de duración denominado Younger Dryas (YD), y que sin duda es uno de los eventos climáticos mayormente estudiados en el hemisferio norte (Broecker y col., 2010). Durante este periodo, descrito entre 11,7-12,9 ka, el escenario climático fue muy similar al observado en el estadal Heinrich 1 (Denton y col., 2010) en diversos sectores de Europa, el nor Atlántico y Groenlandia y su término está marcado por el incremento abrupto en la temperatura y el cambio hacia condiciones atmosféricas y oceánicas propias de un clima interglacial.

Por otra parte, los registros obtenidos en el Océano Austral y Antártica muestran algunas divergencias con el hemisferio norte. Testigos de hielo indican que la temperatura en Antártica presenta dos periodos de incremento sostenido, cada uno simultáneo con los estadales EH1 y YD descritos previamente (Denton y col., 2010). Estas alzas de temperatura están intercaladas por un periodo de leve enfriamiento (entre ~15 y 12,9 ka) denominado Reversión Fría Antártica (ACR por sus siglas en inglés) y que coincide con el periodo de calentamiento entre estadales en el hemisferio norte. El comportamiento contrastante entre las señales de temperatura de ambos hemisferios ha

llevado a sugerir un mecanismo de balancín bipolar, en que las variaciones en la circulación oceánica en el Atlántico Norte durante un periodo estadal conducen a una serie de cambios en la circulación atmosférica a nivel global, que finalmente favorecen las surgencias de aguas profundas en el Océano Sur y la liberación de CO₂ a la atmósfera (Barker y col., 2009). Por esta razón, la presencia del Younger Dryas o la Reversión Fría Antártica en distintas latitudes del hemisferio sur ha sido motivo de discusión constante en la literatura paleoclimática. Determinar la extensión geográfica y cronología de estos eventos es una buena herramienta para comprender los procesos gatillantes del cambio en el clima y los mecanismos involucrados en su propagación. Un análisis de diversos registros palinológicos en la Región de los Lagos chilena y limnogeología en Lago Masecardi, Argentina (41°S) (Hajdas y col., 2003) mostró una sincronía parcial entre las señales climáticas de la zona con registros del hemisferio norte (Europa y Groenlandia) durante la Última Terminación Glacial, en que la señal indicaba una reversión fría cuyo comienzo coincide con el de ACR, se acentúa a los 13,4 ka y continúa durante y hasta el fin del YD (Moreno y col., 2001), mientras que a mayores latitudes del sur de Chile (45° - 47°S) Bennett y col. (2000) no interpretaron climáticamente las variaciones en la vegetación registradas durante este periodo en varios sitios palinológicos ubicados en la región de los canales. Por ello se planteó una disociación en las condiciones climáticas del hemisferio sur, en que a latitudes superiores a 41° S la señal climática propagada por la atmósfera (sincrónica con el hemisferio norte) se ve contrarrestada con la influencia climática de sectores aledaños a Antártica (Moreno y col., 2001).

La sincronía/asincronía entre ambos hemisferios continúa siendo motivo de

discusión. En Nueva Zelanda se registró una máxima extensión de glaciares coetánea con la Reversión Fría Antártica y un posterior retroceso durante el tiempo YD (Kaplan y col., 2010). Un mecanismo propuesto para explicar esta relación asocia el calentamiento del Atlántico Norte con la migración hacia el norte de los cinturones de vientos del oeste, tanto del hemisferio norte como sur. De esta manera, las condiciones polares provenientes de Antártica se extienden hacia latitudes menores del hemisferio sur produciendo una reversión fría relativamente contemporánea con el calentamiento en el hemisferio norte (Putnam y col., 2010). Asimismo, estudios en la región de Los Lagos chilena plantean el comienzo de la transición glacial-interglacial con un incremento en la temperatura a ~17,5 ka y presentan evidencia palinológica de un período frío contemporáneo con el evento Younger Dryas (Heusser y col., 1999), mientras Lago Condorito registra un incremento en especies criófilas entre 11 y ~15 ka, contemporáneo con el ACR y el YD (Moreno, 2004). Además se ha descrito que la fase de máximo avance glacial en Patagonia Suroeste (50° S) coincide cronológicamente con la Reversión Fría Antártica y con un periodo de decaimiento de temperaturas durante el Older Dryas registrado en testigos de hielo en Groenlandia, (Moreno y col., 2009b). Debido a esto, se ha planteado a la atmósfera como un factor determinante en los cambios de clima que condujeron al término de la última glaciación, teniendo en cuenta que este patrón no necesariamente se aplica hacia latitudes altas del hemisferio sur, en que la señal muestra mayor influencia Antártica (Sagredo y col., 2011).

II – Variaciones climáticas durante el Holoceno

Si bien es cierto que la gran mayoría de los estudios paleoclimáticos en Patagonia han estado enfocados a la comprensión de la transición glacial-interglacial, trabajos más recientes han puesto énfasis en variaciones vegetacionales y climáticas a escalas geográficas y temporales más finas durante el Holoceno, así como la influencia de la perturbación (climática y no climática) en la vegetación. Un aspecto poco explorado en la región es la frecuencia, dirección y cronología de cambios en el clima que han afectado la zona sur de Sudamérica a partir de la última terminación glacial (Moreno y León, 2003) a escalas de tiempo milenial y sub-milenial, así como su correlación con el clima global. Hasta hace algunos años el clima del Holoceno se consideraba bastante estable e invariante en comparación con el comienzo del período interglacial. Registros de $\delta^{18}\text{O}$ de alta resolución obtenidos a partir de testigos de hielo en Groenlandia (GISP2) muestran fluctuaciones conspicuas a escala milenial que aparentemente desaparecen a partir de ~ 11 ka, exceptuando un pulso frío de corta duración a los 8,2 ka (Bond y col., 1997). Sin embargo ya existían trabajos en el Hemisferio Norte que describían al menos tres eventos de expansión glacial en Alaska durante el Holoceno, uno de ellos coincidente con la Pequeña Edad de Hielo (Denton y Karlén, 1973). Asimismo, por medio de análisis granulométrico y petrológico en testigos de sedimento marino se han inferido fluctuaciones climáticas con ciclos de ~ 1500 años que aparentemente operan de manera independiente a los estados climáticos glacial-interglacial (Bianchi y McCave, 1999; Bond y col., 1997). Durante los últimos 2000 años, se han descrito en el hemisferio norte fluctuaciones climáticas a escala de tiempo submilenial. Entre 1950 y

2050 años cal. AP se registró un periodo de altas temperaturas denominado Periodo Cálido Romano (RWP por sus siglas en inglés), seguido por condiciones más frías entre 1450 y 1950 años cal. AP identificadas como Periodo Frío de la Edad Oscura (DACP en inglés) (Bianchi y McCave, 1999). Posteriormente, las fluctuaciones climáticas durante el último milenio se han descrito tanto en registros paleoclimáticos como históricos. Entre 650 y ~1150 años cal. AP se encuentra la Anomalía Climática Medieval (MCA en inglés) descrita inicialmente como un periodo cálido del hemisferio norte, que luego se asoció con condiciones secas y con posibles implicancias globales (Stine, 1994). Por último, entre ~200 y 700 años cal. AP (dependiendo del registro) se ha descrito un periodo frío denominado Pequeña Edad de Hielo (LIA en inglés) con amplia evidencia histórica en Europa (Villalba, 1994). Los mecanismos involucrados en estas fluctuaciones aún son inciertos, sin embargo han sido relacionados con el sistema de interacción entre hielos polares, circulación oceánica y atmosférica. Incluso han sido asociados con variabilidad solar, en cuyo caso la atmósfera jugaría un rol preponderante en el mecanismo de cambios climáticos a escala milenial y centenal (Bond y col., 2001)

Finalmente, se han descrito variaciones de precipitación a escala interanual a distintas latitudes de la costa oeste de Sudamérica, asociadas a episodios El Niño, con anomalías positivas de humedad en Chile central durante invierno y primavera ($30^{\circ} - 38^{\circ}$ S), y negativas en el centro sur ($38^{\circ} - 41^{\circ}$ S) en verano (y condiciones opuestas en años La Niña) (Montecinos & Aceituno, 2003). Asimismo, en un estudio realizado en Laguna Pallcacocha en Los Andes de Ecuador, Moy y col. (2002) registraron un incremento en la frecuencia de eventos El Niño a partir de ~6,2 ka, con variaciones a escala interanual (entre 2 y 8 años) y milenial (~2000 años). Otro factor importante de variación climática

a nivel hemisférico es el diferencial barométrico entre las latitudes altas y medias presente en ambos hemisferios, conocidos como Modo Anular del Sur (SAM) y del Norte (NAM) (citados también como Oscilación Antártica [AO] y Oscilación del Atlántico Norte [NOA], respectivamente). En el primer caso, se considera una fase positiva de SAM a la condición en que esta diferencia de presión aumenta, es decir, la presión atmosférica en Antártica es más baja, mientras que incrementa en las latitudes medias (Marshall, 2003). Dicha situación favorece la aceleración y migración hacia el sur de los Vientos de Oeste, lo que claramente tiene repercusiones en las precipitaciones en la costa oeste de Sudamérica y se asocia a condiciones de menos precipitación e incremento de temperaturas en Patagonia norte. Así, las interacciones entre ENSO y SAM son determinantes para las variaciones climáticas del Pacífico sur.

La intensidad de los Viento del Oeste están correlacionadas positivamente con la precipitación en la costa suroeste de Sudamérica (Garreaud, 2007). Estudios recientes en el hemisferio sur han concluido que los Vientos del Oeste presentaron variaciones zonalmente simétricas a escala de tiempo multimilenial entre 5 y ~14 ka. Sin embargo, a partir de ~5 ka se desarrolla una asimetría zonal (Fletcher y Moreno, 2012) que coincide con la instauración de variabilidad de alta frecuencia de eventos ENOS sensada en Lago Pallacocha (Moy y col. 2002), sitio ubicado en los Andes de Ecuador.

III - Paleoecología en Patagonia Noroeste

Cercano a Lago Pichilaguna (a ~4 km de distancia) se encuentra el pantano Fundo Llanquihue (figura 3.1) (Heusser y col. 1996) que cuenta con un registro

palinológico de alta resolución y que abarca entre 11,5~24,7 ka con predominio de depósitos lacustres entre 19,7~24,7 ka y pantanosos entre 11,5-19,7 ka. En él se aprecia inicialmente una vegetación de Parque Subantártico (compuesto por poáceas y el palinomorfo *Nothofagus* tipo *dombeyi*¹) que predomina desde el comienzo del registro con pulsos de incremento de poáceas durante períodos fríos. Alrededor de ~17 ka ocurre un incremento de *Nothofagus* tipo *dombeyi* seguido por aumento de taxa termófilos Nordpatagónicos (*Myrtaceae*, *Drimys winteri*, *Lomatia* y *Maytenus*) a los ~16 ka (Heusser y col., 1996). El pantano Huelmo (cercano al Seno de Reloncaví, ~29 km al sur de Pichilaguna) muestra cambios similares a los señalados en Fundo Llanquihue aunque anticipados. El incremento de *N.* tipo *dombeyi* ocurre a los ~18 ka, mientras que las mirtáceas aumentan a los ~17 ka (Moreno y León, 2003). Posterior a ~13,9 ka en Fundo Llanquihue la tendencia de calentamiento es interrumpida por incrementos en *Podocarpus nubigena* y *Raukaua laetevirens*, especies tolerantes a bajas temperaturas que el autor relacionó con el evento paleoclimático Younger Dryas. Si bien en Fundo Llanquihue esta señal es débil, la reversión hacia un clima más frío se aprecia en sitios como Rucañancu, Alerce y Huelmo (a 201, 20 y 28 km de Lago Pichilaguna, respectivamente) (Figura 1), que muestran el reemplazo de especies arbóreas termófilas por taxa resistentes al frío entre 11,5~14 ka (Heusser, 1981; Heusser y col., 1999; Moreno y León, 2003), sin embargo la estratigrafía discontinua de estos sitios afecta la precisión de la estimación cronológica.

¹ Las similitudes morfológicas que existen entre los granos de polen de los distintos taxa de *Nothofagus* impiden la identificación a nivel de especie. Es por eso que agrupamos los individuos de este género en dos morfotipos: “*Nothofagus* tipo *dombeyi*”, que incluye a las especies *Nothofagus dombeyi*, *N. nitida*, *N. alessandri*, *N. antarctica*, *N. beluloides* y *N. pumilio*, y el grupo “*Nothofagus* tipo *obliqua*”, con las especies *Nothofagus obliqua*, *N. glauca*, *N. nervosa* y *N. macrocarpa*] (Heusser 1971).

Un registro palinológico de alta resolución realizado en Lago Condorito (Moreno 2004), ubicado cercano al margen oeste de Seno Reloncaví a 54 km de Pichilaguna, da cuenta de doce fluctuaciones paleoclimáticas a escala milenial desde 15 ka. Algunos de estos eventos coinciden con períodos climáticos descritos previamente durante la Última Terminación en otros sitios de la región (Heusser y col., 1999). Además, se calculó un índice de paleovegetación utilizando especies de tolerancia climática contrastante, como el palinomorfo *Eucryphia cordifolia*/*Caldcluvia paniculata*, representante del Bosque Valdiviano Siempreverde y asociado a anomalías negativas de precipitación estival en la región, y la suma de *Podocarpus nubigena* y *Saxegothaea conspicua*, representativas del Bosque Lluvioso Nordpatagónico, presente en sectores carentes de dicha anomalía estacional de precipitaciones, lo que permitió estimar variaciones a escala de tiempo multimilenial en el clima.

Paralelamente el sitio Taiquemó, ubicado al nordeste de Isla Grande de Chiloé (a 110 km de Pichilaguna), cuenta con un registro polínico de alta resolución que abarca entre 10~60 ka. En él se observan tendencias de cambio a distintas escalas de tiempo, y ciclicidad con periodos de ~5000- 6000 años, equivalentes a la estratigrafía de $\delta^{18}\text{O}$ del testigo de hielo GISP2 (Heusser y col., 1999) que en períodos más cortos (1000-3000 años) se observan con baja amplitud (Heusser y Heusser 2005).

2.2 OBJETIVOS

Objetivo principal

Mi objetivo principal es desarrollar un registro polínico detallado y continuo desde el Último Máximo Glacial hasta el presente e inferir fluctuaciones en el clima a escalas de tiempo milenial por medio de un análisis de polen fósil de alta resolución temporal (~50 años entre muestras).

Objetivos específicos:

- Desarrollar una cronología radiocarbónica precisa de Lago Pichilaguna que permita asignar edades a los eventos de cambio en la vegetación y establecer comparaciones temporales precisas con otros registros.
- Comparar los cambios en la vegetación sensados por Lago Pichilaguna con los registros de trabajos previos dentro de la región.
- Establecer una comparación entre la cronología, dirección y frecuencia de eventos de cambios paleoclimáticos obtenidos de Lago Pichilaguna y la señal registrada a nivel regional, intra e interhemisférico.
- Evaluar la relación entre el ambiente deposicional y la capacidad sensora de los sitios de estudio a nivel regional.

3 - ÁREA DE ESTUDIO

I - Características geográficas generales

Laugenie y Mercer (1973) reconocieron cuatro complejos morrénicos ubicados al oeste de Lago Llanquihue, los que interpretaron como producto de distintas glaciaciones Cuaternarias, la más reciente de las cuales fue denominada Llanquihue. Durante el Último Máximo Glacial la Región de los Lagos chilena estuvo cubierta por al menos seis glaciares piedemonte, que fueron los principales modeladores del paisaje actual de la zona (Lowell y col., 1995).

Lago Pichilaguna (41°15'S, 73°03'O) es un lago de 2.210 m de largo, 620 m de ancho promedio y ~132 ha de superficie. Se encuentra en el Valle Longitudinal a 113 msnm, ubicado sobre un complejo morrénico de edad ~26,8 ka, cercano a la costa oeste de Lago Llanquihue (Denton y col., 1999a) (Figura 3.1). En la Cordillera de Los Andes se encuentran las mayores cumbres de la región, que corresponden principalmente a volcanes. Los más cercanos al sitio son Volcán Osorno, Calbuco y Puntiafudo (a 49, 38 y 73 km del sitio Pichilaguna, respectivamente).

II - Vegetación del sector de Llanquihue

Como fue mencionado en la introducción, la vegetación de la Región de Los Lagos varía latitudinal y altitudinalmente debido a las características del relieve y la influencia del Cinturón de Vientos del Oeste. De acuerdo a la distribución descrita por

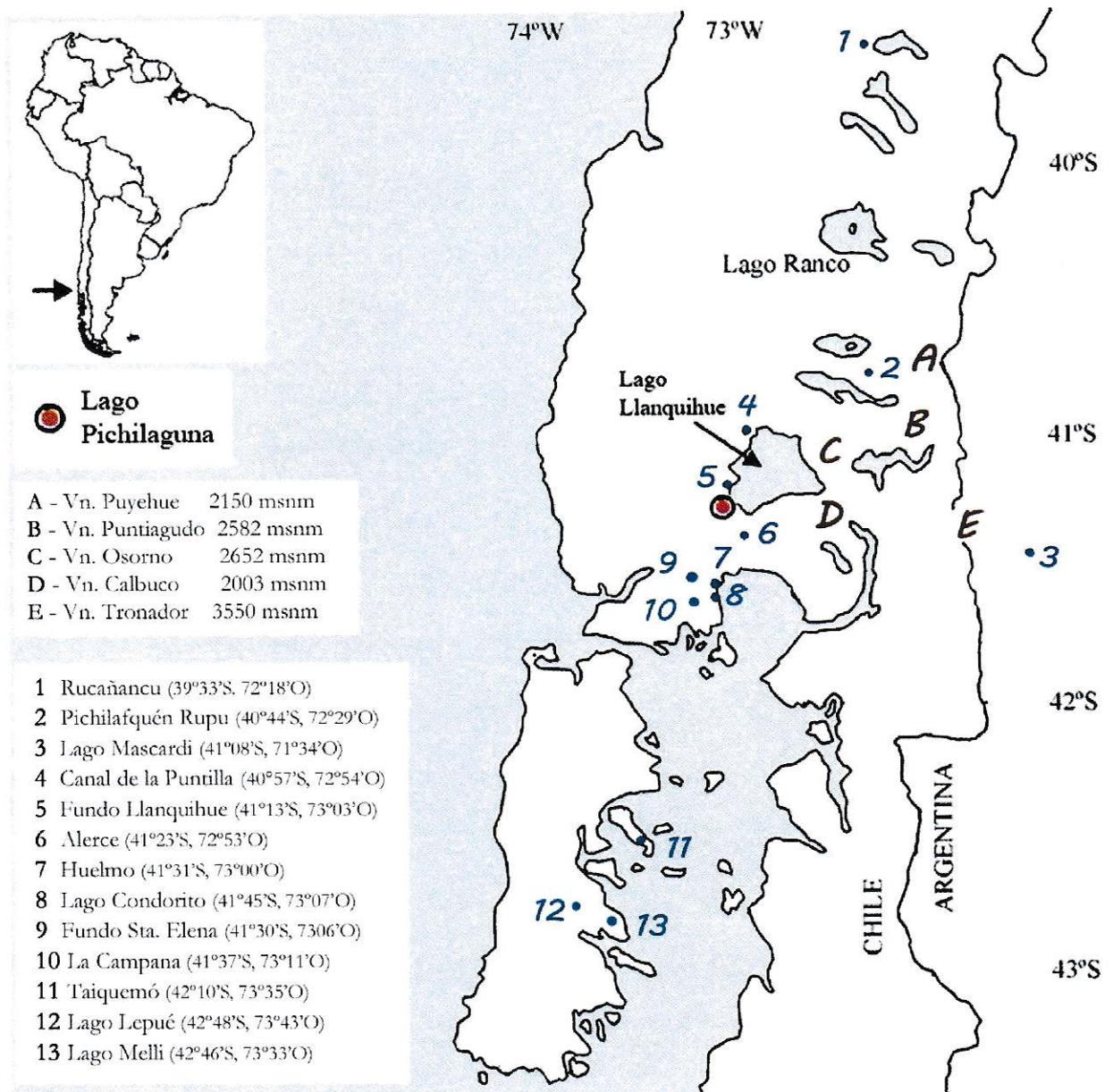


Figura 3.1. Mapa de Patagonia Noroeste. Los números corresponden a algunos de los sitios ya trabajados en la región que cuentan con análisis de polen fósil. Las letras señalan cuatro volcanes aledaños a Lago Llanquihue. El punto de color rojo indica la ubicación de Lago Pichilaguna.

Schmithüsen (1956), Rodríguez y col. (1983) y Heusser (2003) el valle Longitudinal en el sector de Lago Llanquihue se compone principalmente por:

- **Bosque Deciduo de Baja Elevación:** Su distribución principal se encuentra hacia el sector norte de la Región de Los Lagos, y se extiende en zonas bajas por el Valle Longitudinal hasta los 41°S, llegando a mezclarse con el Bosque Valdiviano Siempreverde al sur oeste de Lago Llanquihue. La especie que lo caracteriza es el árbol caducifolio *Nothofagus obliqua*, y en esta latitud se encuentra asociada a especies subdominantes como *Persea lingue* (Lingue), *Laurelia philippiana* (Tepa), *Genuina avellana* (Avellano). Actualmente su distribución en el Valle Longitudinal ha sido reemplazada por extensas zonas agrícolas.
- **Bosque Valdiviano Siempreverde:** Se encuentra en las zonas bajas de ambas cordilleras (hasta 400 msnm) y colinda al norte con el Bosque Deciduo de Baja Elevación. Presenta gran diversidad de especies arbóreas, siendo *Eucryphia cordifolia* (Ulmo) y *Nothofagus dombeyi* (Coigüe) las principales. A menor altitud y hacia la costa se encuentra mayoritariamente *Aextoxicon punctatum* (Olivillo) asociada a *E. cordifolia* y especies de la familia Myrtaceae como *Luma apiculata* (Arrayán) y *Myrceugenia planipes* (Pitra). Hacia los Andes, domina *N. dombeyi* afiliada a especies de dosel como *Lomatia hirsuta* (Radal), *Genuina avellana* y *Caldcluvia paniculata* (Tiaca). Además, bajo el dosel existe gran diversidad de lianas y epífitas, como *Hydrangea serratifolia* (Laurela), *Cissus striata* (Pilpilvoqui),

Griselinia ruscifolia (Lilinquén) y los helechos *Hymenophyllum caudiculatum* (Pallante chilote) y *Polypodium feullei* (Calahuala).

- **Bosque Nordpatagónico Siempreverde:** Limita al norte con el Bosque Valdiviano Siempreverde y actualmente se extiende hacia el sur hasta el Golfo de Penas (~47°S). En el sector de Llanquihue se encuentra principalmente entre los 400 y 1100 msnm en ambas cordilleras. Dentro de este rango, Villagrán y col. (1993) describieron variaciones en la distribución de especie asociadas un gradiente altitudinal. En el sector más bajo se encuentra abundancia de *N. dombeyi* (especie dominante a lo largo de todo el transecto), *Weinmannia trichosperma* (Tineo) y *Laureliopsis philippiana* (Tepa), además de *Drimys winteri*, *Lomatia ferruginea* (Huinque), *Raukava laetevirens* (Sauco del Diablo) y las mirtáceas *Amomyrtus luma* (Luma) y *Tepualia stipularis* (Tepú). A mayor altitud aparecen coníferas como *Saxegothaea conspicua* (Mañío hembra) y *Podocarpus nubigena* (Mañío macho), y bajo el dosel habitan especies arbustivas como *Desfontainia spinosa* (Taique), *Myrceugenia chrysocarpa* (Luma blanca) y *Maytenus magellanica* (Leña dura).
- **Bosque Subantártico Siempreverde:** Se distribuye en la zona bajas de la cordillera entre 48° y 55°S, sin embargo a latitudes mas bajas como en el sector de Llanquihue, es posible encontrarlo en las cumbres de la Cordillera de la Costa, entre 700 y 1000 msnm. Se caracteriza por las especies *Nothofagus betuloides* (Coigüe de Magallanes), *Fitzroya cupressoides* (Alerce) y *D. winteri*. En menor frecuencia se

encuentra *N. antarctica* (Ñirre) y *Tepualia stipularis* (Tepú). Comúnmente se encuentra intercalado con turberas y especies asociadas como *Sphagnum magellanicum*, *Donatia fascicularis* y *Astelia pumila*.

- **Bosque Deciduo Subantártico:** Se distribuye en los Andes entre 1000 y 1200 msnm. Se compone principalmente por *Nothofagus pumilio* (Lenga) y *N. antarctica* (Ñirre), ambas especies deciduas, acompañado de *Escallonia alpina* (Ñipa), *Berberis*, *Drimys andina* (Canelo enano) y *Maytenus disticha* (Racoma). En el límite arbóreo, debido al viento y las bajas temperaturas, las especies de *Nothofagus* presentan características de bosque achaparrado, mientras que sobre 1200 msnm la vegetación consiste en comunidades herbáceas y arbustivas (Poaceae, Asteraceae, Ericaceae) distribuidas en forma de mosaico
- **Tundra alpina:** Vegetación característica de las altas cumbres, que vive en ambientes de baja temperatura, extensos periodos con cobertura de nieve y fuertes vientos, por lo que su distribución es en forma de parches. Su componente principal son Poaceae, Asteraceae (tales como *Nassauvia nivalis*, *Baccharis nivalis* y *Perezia pedicularidifolia*) y algunas otras hierbas como *Pernettya poeppigii*, *Gentiana pearcei*, *Ranunculus peduncularis* y *Lycopodium magellanicum*. En el sector más bajo (en contacto con el límite arbóreo) es posible encontrar *Azorella incisa*, *Empetrum rubrum*, *Valeriana fonckii* y *Escallonia alpina*, intercalados con *Nothofagus antarctica* de tamaño arbustivo.

3 - HIPÓTESIS DEL TRABAJO

PROBLEMA 1:

Los resultados obtenidos en Lago Condorito (Moreno, 2004) sugieren que las latitudes medias del hemisferio sur han experimentado variaciones climáticas a escala milenial desde 15 ka. Además el autor propone que los eventos climáticos descritos entre 15,8 y 18,5 ka por el sitio Huelmo (Moreno y León, 2003) son parte de la señal registrada en Lago Condorito, con ciclos de $\sim 1100 \pm 400$ años. Sin embargo en la región no se han desarrollado nuevos registros paleoclimáticos mediante polen fósil que pongan a prueba la extensión geográfica y temporal de estas señales.

Hipótesis 1: Si la variabilidad climática a escalas de tiempo milenial descrita en los sitios Lago Condorito y Huelmo desde ~ 19 ka representan una señal climática regional, entonces el sitio Pichilaguna debiese mostrar un registro continuo de eventos vegetacionales con cronologías y frecuencia de cambio coherente con lo postulado en dichos sitios.

PROBLEMA 2:

a) Se ha descrito una correlación positiva entre precipitación local medida e intensidad zonal del viento en la costa oeste de Sudamérica (Moy y col., 2008) lo que permite relacionar variaciones en la humedad con el grado de influencia de los Vientos del Oeste asociado tanto a su posición como a la velocidad. En Lago Condorito se

estimaron fluctuaciones multimileniales en la precipitación por medio del Índice de Paleovegetación, durante el Holoceno (Moreno, 2004) en el sector del lóbulo glacial Seno Reloncaví. Mediante un indicador de este tipo es posible evaluar las variaciones de humedad a escala de tiempo multimilenial y milenial que han afectado el sector del lóbulo glacial Llanquihue.

Hipótesis 2a: Si existe una señal a escala milenial de cambios en la posición y/o intensidad de los Vientos del Oeste, el registro de Lago Pichilaguna debiese mostrar variaciones en la vegetación a dicha escala temporal que respondan a anomalías positivas en la precipitación (incremento de taxa hidrófilos) asociadas a la mayor intensidad de los Vientos del Oeste sobre la región, y anomalías negativas (aumento de taxa tolerantes a veranos más secos y/o incremento en la actividad de fuego) asociadas a debilitamiento o migración hacia el sur de los Vientos del Oeste.

b) Un estudio realizado en Laguna Pallcacocha documentó un incremento en la ocurrencia y dominancia de eventos ENOS a partir de $\sim 6,2$ ka, con máxima frecuencia de eventos en ~ 5 y en 1,2 ka (Moy y col., 2002). Además, Fletcher y Moreno (2011) sugieren que la simetría zonal de los Vientos del Oeste en el hemisferio sur se rompe en los últimos 5000 años, lo que es coetáneo con la señal de alta frecuencia de eventos ENOS sensada en Laguna Pallcacocha. Es posible evaluar el efecto de esta señal climática en Laguna Pichilaguna, considerando que el incremento en la actividad de fuego se ve favorecida por anomalías negativas de humedad y que durante años El Niño las precipitaciones de verano a 41° S disminuyen (Montecinos & Aceituno, 2003),

Hipótesis 2b: Si la frecuencia de eventos ENOS ha sido un factor determinante en las precipitaciones de la región, entonces se espera que la señal de variación de la humedad sensada en Lago Pichilaguna mediante índice de paleovegetación muestre un incremento en su frecuencia partir de ~6,2 ka, con mayor actividad de fuego concordantes con el aumento de taxa asociados a condiciones secas, y que a su vez sea capaz de reproducir los periodos de máxima frecuencia descritos en Laguna Pallcacocha (~5 y 1,5 ka) a partir de la intensificación de las anomalías negativas en las precipitaciones y/o incremento en la actividad de fuego.

PROBLEMA 3:

Existen varios estudios previos de polen fósil en el sector de Llanquihue, como Fundo Llanquihue, Alerce y Canal de la Puntilla y en la zona de Seno de Reloncaví (sitios Huelmo y Condorito) que han registrado con alta resolución las variaciones en la vegetación asociadas al clima desde el Último Máximo Glacial hasta comienzos del Holoceno (~11 ka). Sin embargo, dado que consisten en cuerpos de agua pequeños y someros altamente sensibles a los cambios del clima, algunos de ellos presentan heterogeneidades deposicionales con alternancia de sedimento lacustre y depósitos de pantano y turba. Estos cambios en las condiciones del sitio tienen una repercusión directa en la capacidad sensora de la vegetación circundante, afectando la calidad del registro palinológico. En la actualidad, en el sector más profundo de Lago Pichilaguna la columna de agua alcanza los 18 m, lo que indica una cuenca suficientemente profunda para permanecer como lago a pesar del incremento de temperatura y variaciones en la

humedad desde el Último Máximo Glacial. Dado que los testigos obtenidos de Lago Pichilaguna presentan un registro de sedimento lacustre depositado en una pequeña cuenca cerrada y que se encuentra cercano al sitio palinológico Fundo Llanquihue, es posible establecer una comparación a escala local y regional que permita evaluar el efecto de esta variable en la interpretación del registro.

Hipótesis 3: Si las variaciones en el ambiente deposicional de los sitios de estudio asociadas al incremento y disminución de niveles lacustres influyen en el registro polínico, entonces las señales paleovegetacionales de Lago Pichilaguna y los sitios cercanos con sedimentación heterogénea previamente estudiados debiesen mostrar diferencias entre sí durante los periodos en que dichos registro presentan divergencias en sus ambientes deposicionales.

5- MATERIALES Y MÉTODOS

I - Muestreo en terreno y batimetría

El año 2007 obtuvimos dos testigos cortos (0705SCA y 0705SCB) mediante un barreno de pistón con cámara de plexiglás transparente de 7,5 cm de diámetro, cuyos sondeos incluyen desde la interfase agua-sedimento hasta una profundidad aproximada de 115 cm. Posteriormente en el año 2009 recuperamos testigos profundos utilizando un sistema de barrenaje UWITEC con un máximo de longitud por testigo de 1,5 m. En la zona de mayor profundidad de Lago Pichilaguna (18 m) obtuvimos testigos que abarcaron la interfase agua-sedimento y otros sobrepenetrados. De ellos, la serie PILA09-1A (que incluye cuatro segmentos) y algunos ejemplares de PILA09-1C fueron seleccionados para el muestreo de análisis palinológico y carbón macroscópico. En suma los testigos integrados alcanzan una longitud cercana a 7 m de sedimento lacustre, que posterior a su extracción se han mantenido sellados y húmedos en una cámara fría a 4°C.

El año 2013 obtuvimos la batimetría del lago por medio de transectos trazados en la superficie, utilizando una ecosonda con posicionamiento satelital GPS. Posteriormente desarrollamos un modelo de la superficie de la cuenca interpolando los datos de profundidad a través del programa Surfer 8 (Figura 6.1). A su vez obtuve tres perfiles de la cuenca por medio del programa Global Mapper 11 (Figura 6.2)

II - Estratigrafía

Realicé análisis de Pérdida por Ignición (PPI) en los testigos cortos obtenidos el año 2007. Éste consiste en muestrear 1 cc de sedimento por cada centímetro de profundidad y someterlo a 105°C para evaporar el agua y obtener su peso seco, luego a una quema de 550°C por 2 horas, en que materia orgánica presente se oxida a CO₂ y cenizas, y posteriormente a 925°C por 4 horas, reacción en la que los carbonatos del sedimento se transforman en CO₂ y óxidos (Heiri y col. 1999). Durante el proceso se registra el peso de la muestra antes y después de cada quema. Dado que gran parte de la materia se pierde en forma de gas es posible determinar, por diferencia de masa, el porcentaje aproximado de materia orgánica y carbonatos del sedimento.

Los testigos obtenidos el año 2009 mediante el sistema de barrenaje UWITEC fueron cortados longitudinalmente en dos mitades y fotografiados con un DMT Core Scanner y una cámara digital GEOSCAN II. Las propiedades físicas como Susceptibilidad Magnética (SM) fueron medidas con un GEOTEK Multi-Sensor Core Logger (MSCL) continuas contiguas cada 0,5 cm. Realizamos la descripción estratigráfica y ensambles de testigos sobre la base de sus características visuales, datos de SM y en algunos casos frotis de sedimento observados al microscopio. La correlación entre los testigos cortos se efectuó sobre la base de los valores de la densidad seca inorgánica. El ensamble de éstos con los sondeos profundos se realizó a partir de una tefra con fecha de 0,9 ka, presente en ambos testigos.

III – Cronología

Los centímetros datados fueron escogidos principalmente sobre la base de la

estratigrafía polínica y en algunos casos con el objetivo de obtener la edad de tefras y/o incrementos en la susceptibilidad magnética. Muestras secas de 1 cc y 2 cc de sedimento, dependiendo del porcentaje de materia orgánica que contenía cada nivel, fueron enviadas a dos laboratorios en el extranjero para su medición.

Utilizamos 20 dataciones radiocarbónicas AMS (Accelerator Mass Spectrometry) que luego calibramos a edades calendario AP (AP = Antes del Presente, considerando como presente el año 1950 DC) por medio del programa CALIB 5.01 (Tabla 6.1). Utilicé la base de datos SHCal04 para calibrar las 15 muestras superficiales, e IntCal09 para las 5 más profundas (más antiguas que 11.000 años cal. AP). Posteriormente construí un modelo de edad Bayesiano utilizando el paquete Bacon en el programa R 2.15.1, considerando cambios en la tasa de depositación cada 10 cm. En esta ocasión desconté los cm correspondientes a tefras bajo el criterio de que su depositación es instantánea. Finalmente consideré un hiato de 60 cm dado que en la intersección de los testigos PILA09-1A3U y PILA09-1A4U hay discontinuidad de material sedimentario.

IV - **Análisis de polen fósil**

A partir de cada testigo tomé una muestra de 1 cc de sedimento por cada centímetro de profundidad, con excepción del sector más profundo donde el sedimento es altamente inorgánico en que utilicé 2 cc de muestra. Este volumen fue procesado siguiendo un protocolo estándar (Faegri & Iversen, 1989) que consiste en: a) lavado con KOH al 10% que permite disgregar la matriz orgánica; b) tamizado a través de una malla de 150 µm para separar y eliminar partículas macroscópicas; c) incorporación de esporas

de *Lycopodium* exótico en una cantidad conocida para calcular la concentración de polen y tasas de acumulación; d) lavado con HCl al 10% que disuelve los carbonatos presentes en el sedimento y las tabletas de *Lycopodium* previamente incorporados; e) lavado con HF 46% para disolver silicatos y f) reacción de acetólisis que permite remover la celulosa. Luego se deshidratan las muestras con lavados de ter-butanol y se montan en sílica para ser observadas al microscopio óptico con aumentos de 400X y 1000X. Posteriormente identifiqué y conté los distintos granos de polen presentes, considerando un mínimo de 300 granos provenientes de plantas terrestres por muestra, y cuyo porcentaje se calcula a partir de la suma de polen de árboles, arbustos y herbáceas. Paralelamente conté granos de plantas acuáticas y esporas de helechos. Sus porcentajes se calculan sobre la base de las supersumas “polen total” (terrestres + acuáticas) y “polen total + esporas”, respectivamente. Realicé la identificación de los granos de polen sobre la base de descripciones bibliográficas de Heusser (1971) y Villagrán (1980) además de muestras fijas almacenadas en la palinoteca del laboratorio de Palinología de la Universidad de Chile. Los datos obtenidos fueron representados en un diagrama de porcentaje y tasas de acumulación utilizando el programa Tilia 1.7.16.

En el diagrama obtenido identifiqué zonas polínicas sobre la base de variaciones importantes en los porcentajes de abundancia de los taxa. Complementé mi criterio con el análisis CONISS (Constrained Incremental Sum of Square) (Grimm, 1987) considerando los taxa terrestres cuyo porcentaje de abundancia era igual o menor a 2%. Además calculé un Índice de Paleovegetación ECPI (Eucryphia/Caldcluvia Podocarpaceae index) entre los grupos polínicos *Eucryphia/Cordifolia* y las

podocarpáceas *Podocarpus nubigena* y *Saegothaea conspicua* en el intervalo temporal correspondiente a los últimos 10.000 años (periodo que cuenta con un modelo de edad continuo), con el objetivo de graficar la alternancia entre bosque Nordpatagónico y Valdiviano. Este índice se calculó mediante la razón entre los palinomorfos de Bosque Valdiviano y Nordpatagónico, cuyo resultado fue convertido a escala logarítmica y posteriormente estandarizado:

$$ECPI = \text{Log} \left(\frac{\% \text{ Eucryphia/Caldcluvia} + 1}{\% \text{ P. nubigena} + \text{S. conspicua} + 1} \right)$$

Adicionalmente utilicé el programa Grapher 8 para el diseño de varios diagramas polínicos con modelo de edad y para graficar los datos del palinomorfo *Nothofagus* tipo *dombeyi* y las familias Poaceae y Myrtaceae del sitio Fundo Llanquihue (publicadas por Heusser y col. en 1999) con el fin de compararlas y enlazarlas con los resultados de Pichilaguna para los mismos grupos. Finalmente, mediante el programa Matlab se suavizó la curva de porcentaje de abundancia de *Eucryphia/Caldcluvia*, para destendenciar su abundancia y examinar sus oscilaciones a escala temporal submilenial. Esto se hizo separando las altas frecuencias de las bajas frecuencias, mediante un filtro pasabajos (que atenúa las bajas frecuencias mostrando únicamente las altas). Finalmente, a los datos se les restó el resultado de este filtro, obteniendo las variaciones de alta frecuencia.

V - Análisis de partículas macroscópicas de carbón (>100 µm):

Este indicador permite registrar los eventos de fuego locales del sitio de estudio. El análisis se basa en muestras de sedimento de 2 cc por cada centímetro de profundidad. La muestra se deja en KOH al 10% para eliminar el material húmico y posteriormente se pasa por tamices de 106 y 212 µm. Finalmente se cuentan las partículas encontradas en cada nivel utilizando una lupa ZEISS KL1500 LCD con aumento de 10X. La tasa de acumulación (CHAR) se calculó con la razón entre concentración de partículas macroscópicas de carbón (nº partículas/cc) y el tiempo deposicional (años que tardaron en depositarse). El tiempo transcurrido se calculó sobre la base de las edades asignadas a cada muestra por el modelo de edad utilizado.

VI- Análisis de partículas microscópicas de carbón (<100 µm):

Realicé el conteo de partículas de carbón inferiores a 100 µm en conjunto con el análisis de polen fósil (por lo que no es continuo contiguo). Este indicador permite registrar la historia de los eventos de fuego extralocales (regionales). Al igual que para las partículas macroscópicas de carbón, calculé la tasa de depositación (CHAR) mediante la razón entre la concentración de partículas y el tiempo deposicional. Dado que no es posible contar la totalidad de partículas presentes en la muestra, calculé la concentración utilizando de referencia el número de esporas exóticas de *Lycopodium* (cuya concentración si es conocida) añadidas en la preparación de polen fósil.

6 – RESULTADOS

I – Batimetría

La batimetría de Lago Pichilaguna muestra una cuenca cuyas laderas presentan variaciones de pendiente. La máxima profundidad registrada es de 18 m, con una base de baja pendiente, situación que cambia a los 13,5 m (figura 6.1). Se observan superficies amplias sumergidas a ~2,5 m de profundidad en los extremos este y oeste (figura 6.2 C) que actualmente están poblados con ciperáceas.

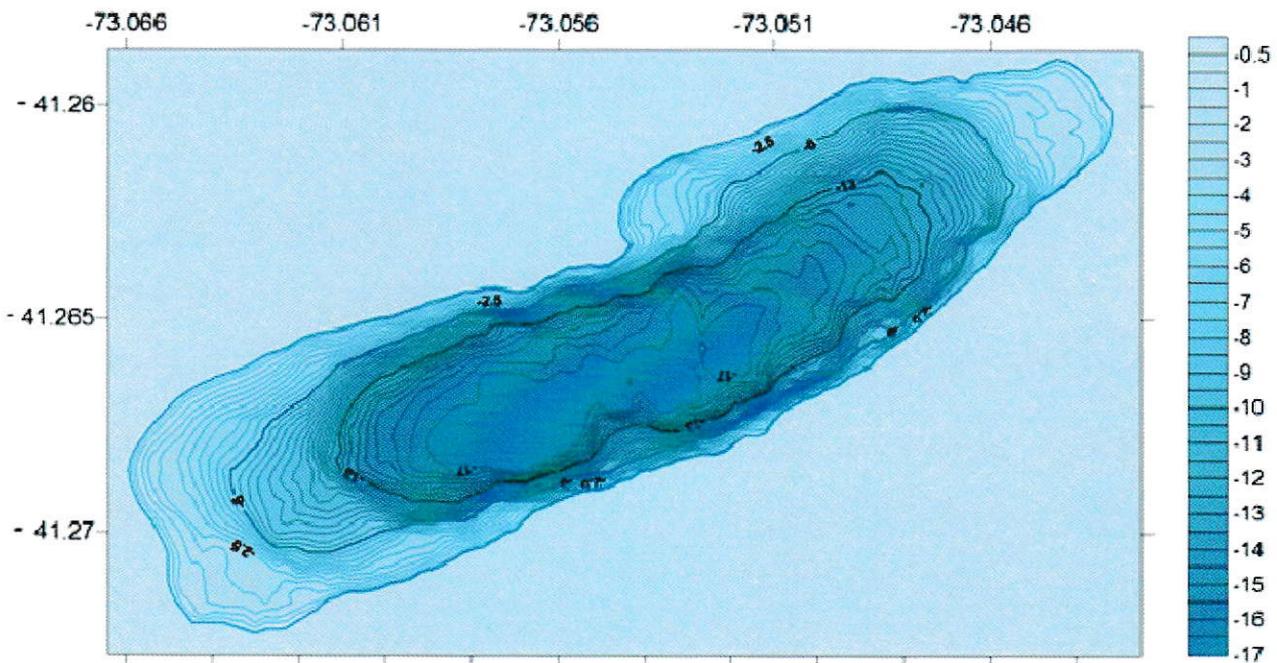


Figura 6.1 Modelo batimétrico de Lago Pichilaguna. Los ejes indican las coordenadas en UTM. Las líneas concéntricas indican la profundidad interpolada cada 0.5 m.

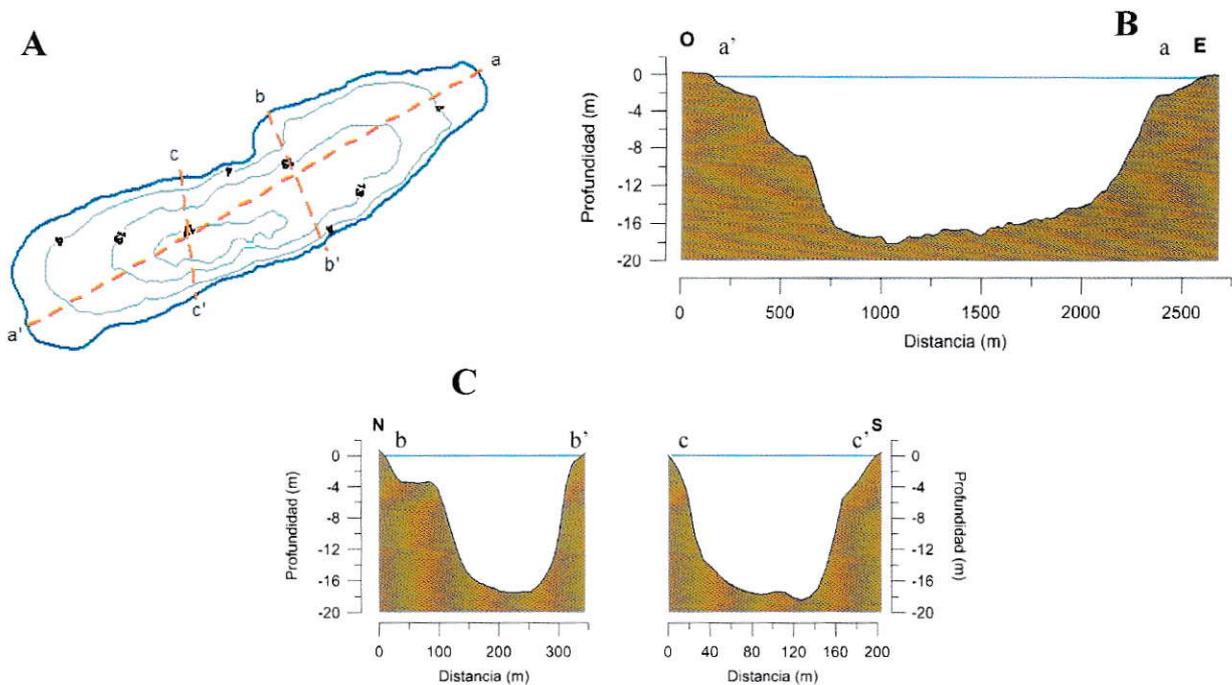


Figura 6.2 (A) Mapa de Lago Pichilaguna que indica la ubicación de los perfiles de la cuenca. **(B y C)** perfiles de la cuenca del lago obtenidos de la batimetría.

II - Estratigrafía

El registro completo utilizado para el análisis palinológico y de partículas macroscópicas de carbón consta de 702 cm de longitud (sin tefras y con un hiato estimado de 60 cm). Los primeros 90 cm de profundidad corresponden al testigo 0701SCA, que se ensambla con el segmento basal del testigo UWITEC PILA09-1A1U. A partir de este punto hacia la base, el registro se compone de otros cuatro segmentos UWITEC (PILA09- 1A2U, 1A3U, 1A4U Y 1C3U) de 145 cm de longitud promedio cada uno (a excepción del último en que utilizamos sólo la mitad basal) (Figura 6.3).

Los sedimentos obtenidos de Lago Pichilaguna corresponden mayoritariamente de gyttja (barro orgánico lacustre) con intercalación de arenas a lo largo de todo el registro. Se midió la Susceptibilidad Magnética (SM) (expresada en $SI \times 10^{-6}$) de los cinco testigos UWITEC completos, que abarcan la interfase agua-sedimento hasta la base (figura 6.3 B). Se detectaron tres tefras a los 37, 90 y 535 cm de profundidad, y un cuarto pulso de valores altos de SM entre 155 y 159 cm de profundidad con características de depósito volcánico como coloración más clara y arenas. Además observamos la presencia de laminaciones finas de diatomeas entre los centímetros 298-302, 314-324, 332-335, 370-382, 396-397 y 412-417, la mayoría de ellas dentro del testigo PILA09-1A3U (ver figura 6.3 A). El sedimento perteneciente al tramo basal (últimos 170 cm aproximadamente) presenta altos valores de SM y se compone de sedimento de arcillas y limos de coloración más clara debido a un mayor componente inorgánico (Figura 6.3 A)

III - Cronología

Obtuvimos 20 edades radiocarbónicas las que fueron calibradas a años calendario AP (Tabla 6.1). En las primeras 6 pertenecientes al testigo de interfase agua-sedimento se identificó la edad de dos tefras; el resto, obtenidas de los testigos UWITEC, fueron escogidas sobre la base de la estratigrafía polínica. Obtuve un modelo de edad con las medianas de probabilidad de las edades expresadas, cada una acotada al 95% de confianza (figura 6.4), con el cual calculé las tasas de acumulación de carbón microscópico y macroscópico.

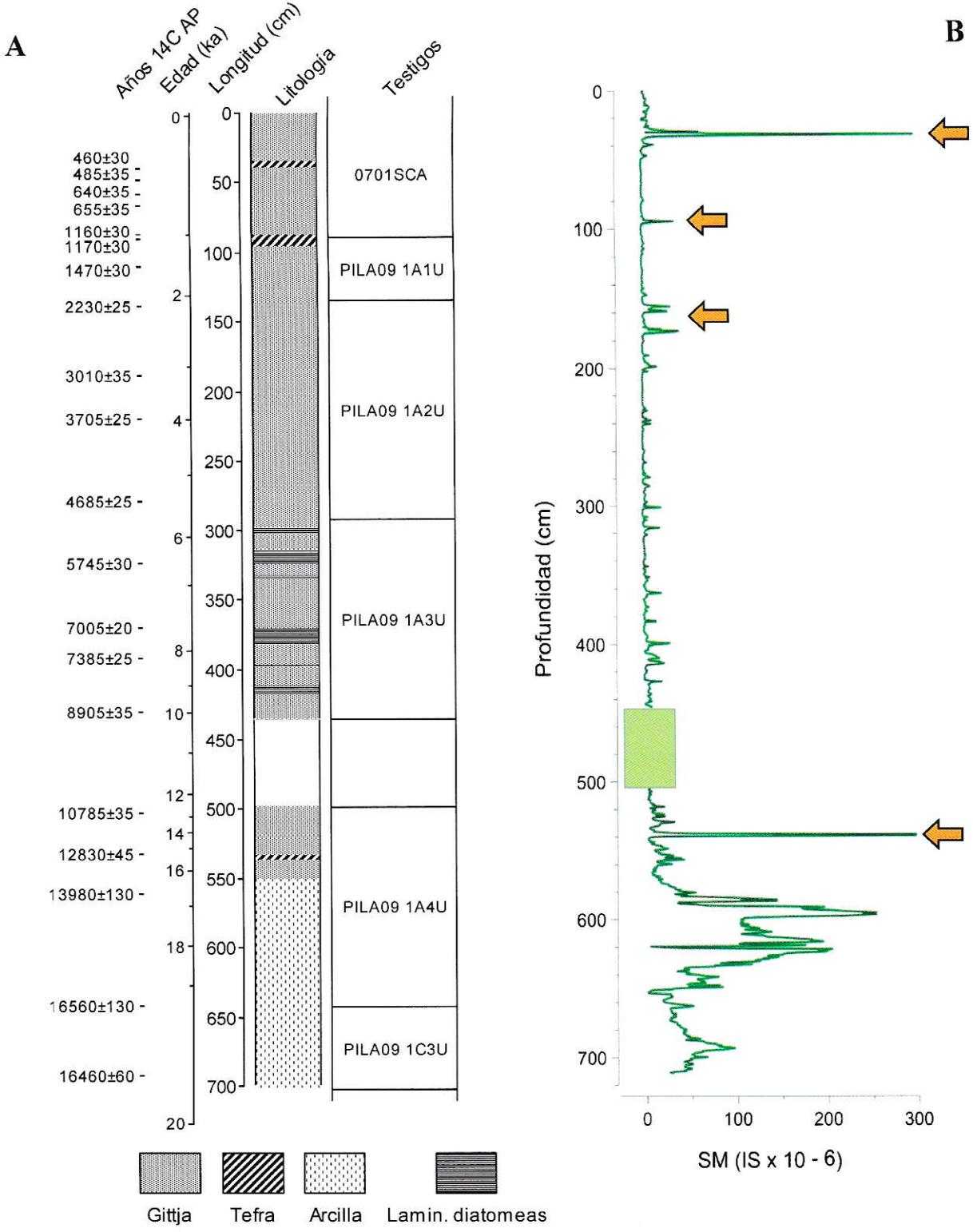


Figura 6.3: (A) Columna estratigráfica del registro de Pichilaguna con los testigos correlacionados y ordenados según la profundidad modificada considerando el hiato de 60 cm. Se muestra la posición de las edades radiocarbónicas utilizadas en el modelo de edad. (B) Gráfico de susceptibilidad magnética v/s profundidad de los testigos UWITEC ensamblados con su profundidad correlacionada (considerando el hiato y sin excluir las tefras). El área rectangular de color verde claro indica el hiato. Los rectángulos anaranjados señalan las tefras descritas en los testigos.

| Código de laboratorio | Testigo | Longitud en el testigo | Longitud correlacionada c/tefra c/hiato | Longitud correlacionada s/tefra c/hiato | Años ¹⁴C AP ± 1 σ | Años cal AP (mediana) | Intercepto (2σ) Años cal AP (Min - Max) |
|------------------------------|----------------|-------------------------------|--|--|-------------------------------------|------------------------------|--|
| CAMS 137855 | 0701SCA | 39 - 40 | 39 | 39 | 460 ± 30 | 490 | 470 - 508 |
| CAMS 137856 | 0701SCA | 48 - 49 | 48 | 48 | 485 ± 35 | 503 | 490 - 523 |
| CAMS 137857 | 0701SCA | 58 - 59 | 58 | 58 | 640 ± 35 | 604 | 549 - 633 |
| CAMS 137858 | 0701SCA | 66 - 67 | 66 | 66 | 655 ± 35 | 605 | 554 - 637 |
| CAMS 137859 | 0701SCA | 87 - 88 | 87 | 87 | 1160 ± 30 | 1009 | 967 - 1053 |
| CAMS 137860 | 0701SCB | 76 - 77 | 97 | 90 | 1170 ± 35 | 1017 | 972 - 1055 |
| CAMS 158134 | PILA09 1A1U1 | 117 - 118 | 117 | 110 | 1470 ± 30 | 1321 | 1285 - 1372 |
| UCIAMS 122794 | PILA09 1A2U1 | 4 - 5 | 145 | 138 | 2230 ± 25 | 2221 | 2066 - 2313 |
| CAMS 158135 | PILA09 1A2U1 | 54 - 55 | 195 | 188 | 3010 ± 35 | 3125 | 2985 - 3255 |
| UCIAMS 122795 | PILA09 1A2U1 | 85 - 86 | 226 | 219 | 3705 ± 25 | 3967 | 3877 - 4084 |
| UCIAMS 122796 | PILA09 1A2U2 | 4 - 5 | 285 | 278 | 4685 ± 25 | 5408 | 5299 - 5465 |
| CAMS 158136 | PILA09 1A3U1 | 33 - 34 | 330 | 323 | 5745 ± 30 | 6470 | 6399 - 6627 |
| UCIAMS 122941 | PILA09 1A3U1 | 79 - 80 | 376 | 369 | 7005 ± 20 | 7774 | 7687 - 7912 |
| UCIAMS 122797 | PILA09 1A3U1 | 101 - 102 | 398 | 391 | 7385 ± 25 | 8116 | 8025 - 8196 |
| CAMS 158137 | PILA09 1A3U1 | 140 - 141 | 437 | 430 | 8905 ± 35 | 9961 | 9743 - 10158 |
| CAMS 158138 | PILA09 1A4U1 | 43 - 44 | 509 | 502 | 10785 ± 35 | 12663 | 12573 - 12790 |
| CAMS 158139 | PILA09 1A4U1 | 73 - 74 | 539 | 532 | 12830 ± 45 | 15274 | 14941 - 15840 |
| UCIAMS 122798 | PILA09 1A4U1 | 102 - 103 | 568 | 561 | 13980 ± 130 | 16663 | 16171 - 17126 |
| UCIAMS 122800 | PILA09 1C3U1 | 89 - 90 | 648 | 641 | 16560 ± 130 | 19697 | 19464 - 19957 |
| CIAMS 122940 | PILA09 1C3U1 | 140 - 141 | 699 | 692 | 16460 ± 60 | 19654 | 19476 - 19815 |

Tabla 6.1: (página 37) Dataciones radiocarbónicas obtenidas del registro de Lago Pichilaguna

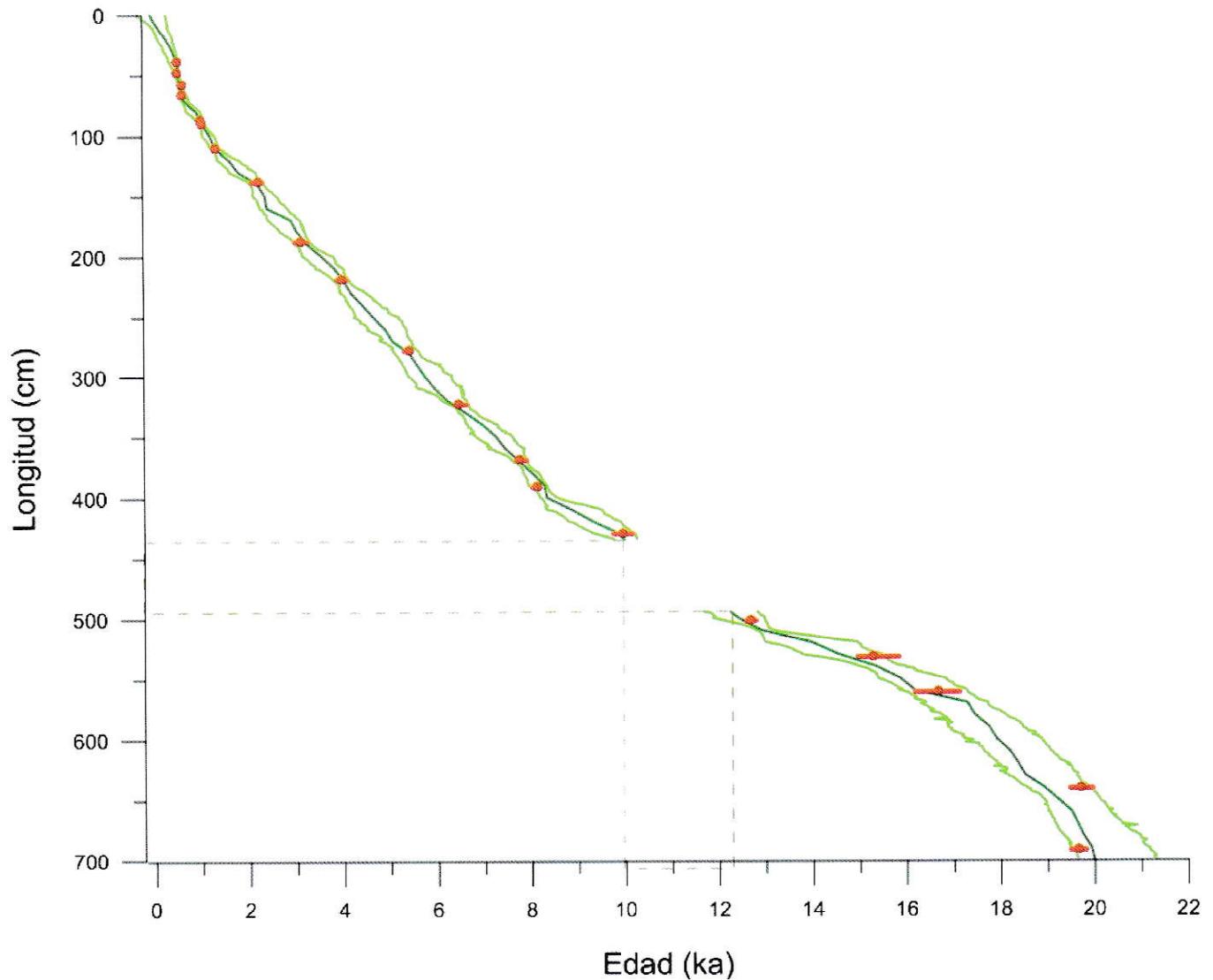


Figura 6.4: Modelo de edad del registro integrado de Lago Pichilaguna. El eje x expresa la edad en ka, el eje y la longitud correlacionada, sin tefras y con un hiato de 60 cm. Los puntos anaranjados corresponden a las edades calendario con sus respectivos errores rangos de confianza a 95%. La línea continua color verde oscuro corresponde a la mediana de probabilidad del modelo de edad calculada por el programa Bacon para cada centímetro de profundidad. Las líneas verde claro acotan el 95% de confianza de la edad modelada. Las líneas segmentadas indican extensión inferida del hiato y las edades interpoladas asociadas

IV – Estratigrafía polínica y partículas macroscópicas de carbón

El registro de Lago Pichilaguna posee un total de 376 niveles de polen fósil y partículas de carbón microscópico. Dividí el registro en 15 zonas polínicas, las que agrupé en 6 tramos designados con las siglas **PL** (de 1 a 6). Esta división la realicé sobre la base de las variaciones en el porcentaje de los taxa identificados y finalmente con el apoyo del diagrama de CONISS. La siguiente descripción se refiere a las figuras 6.5, 6.6, 6.7 y 6.8.

Tramo PL1. Abarca entre 588 - 702 cm de longitud correlacionada sin tefras [entre 17,6 y 19,9 ka] (Figura 6.5). En este tramo del registro, que incluye las zonas más cercanas a la base, la suma de taxa arbóreos tiene un promedio de ~70% y está compuesto casi exclusivamente por taxa del grupo *Nothofagus* tipo *dombeyi* y algunas coníferas con baja abundancia (< 1%). Poaceae domina los taxa herbáceos oscilando entre 20 y 40%, acompañado de varias herbáceas (Asteraceae¹, Ericaceae y *Gunnera*) que alcanzan su mayor abundancia en este periodo (Figura 6.7), y el carbón macroscópico es prácticamente nulo (Fig. 6.8). Sobre la base de estas variaciones este grupo contempla dos zonas:

Zona PL1A- Entre 642 y 702 cm de longitud [18,9 – 19,9 ka]

N. tipo *dombeyi* comienza con valores por sobre el 50% e incrementa hasta 70%,

¹ Los palinomorfos pertenecientes a la familia Asteraceae mencionados en esta tesis los separo en tres grupos. Los dos más frecuentes, que engloban las especies pertenecientes a las subfamilias Asteroideae y Cichorioideae, y un tercer grupo más acotado que incluye algunos géneros de la subfamilia Mutisioideae. Este último grupo, denominado Mutisiae tipo *Perezia* (según Parra, O. y Marticorena, C., 1972) incluye los géneros *Perezia*, *Nassauvia* y *Triptilion*

paralelamente Poaceae decrece gradualmente hasta 20%. Además están presentes en bajo porcentaje Ericaceae, Asteraceae/Asteroideae, Asteraceae/Cichorioideae, *Gunnera* y Mutisiae tipo *Perezia*.

Zona PL1B – Entre 588 y 642 cm de longitud [17,6 – 18,9 ka]

Comienza con un descenso sostenido de *N.* tipo *dombeyi* hasta 55% y con él el porcentaje de taxa arbóreos en general. A su vez se observa un nuevo incremento en Poaceae (hasta 40%), persistencia de *Gunnera* (~ 2%), Mutisiae tipo *Perezia* (que alcanza hasta un 2%) y Asteraceae/Asteroideae (~3%). La principal variación ocurre en el abrupto incremento de *Isoetes* que pasa de 10% a 40% (Fig. 6.7).

Tramo PL2 – Entre 509 y 588 cm de longitud [12,8 – 17,6 ka]

Este tramo se caracteriza por incremento en la abundancia (>80%) y diversidad de taxa arbóreos (Figs. 6.5 y 6.6). Durante este periodo se observa descenso de Poaceae e incremento de *N.* tipo *dombeyi* y diversas especies arbóreas. Las herbáceas Ericaceae, Asteraceae/Asteroideae, *Gunnera* y Mutisiae tipo *Perezia* disminuyen sus porcentajes (hasta valores menores al 1%), este último taxón desaparece del registro en los tramos suprayacentes. Agrupa tres zonas:

Zona PL2A – Entre 562 y 588 cm de longitud [16,5 – 17,6 ka]

N. tipo *dombeyi* asciende hasta alcanzar 80% (valor máximo alcanzado en el registro) a los ~16,8 ka mientras Poaceae desciende abruptamente a 10% junto a la desaparición de otros taxa herbáceos. También se observa un descenso brusco en *Isoetes*.

Zona PL2B - Entre 535 y 562 cm de longitud [15 – 16,5 ka].

Registra un descenso drástico de *N.* tipo *dombeyi* (de 80% a 20%) asociado a un

incremento de Myrtaceae (desde ~0% hasta 45%) y otros taxa arbóreos que además alcanzan sus valores máximos, tales como: *Drimys winteri* (~5%), *Maytenus* tipo *boaria* (~6%) y *Lomatia/Gevuina* (~10%). Poaceae vuelve a descender llegando a valores bajo 10%.

Zona PL2C – Entre 509 y 535 cm de longitud [12,8 - 15 ka]

Se caracteriza por un aumento de *Podocarpus nubigena* (alcanzando cerca de ~8%), Cupressaceae (~5%), un incremento abrupto de *Hydrangea* (de 10 a 30%) y *Aextoxicon/Escallonia* (~15%). En este periodo, tanto *N.* tipo *dombeyi* como Myrtaceae descienden cerca de un 10% cada una.

Tramo PL3 – Entre 326 y 509 cm de longitud [6,4 -12,8 ka] (hiato estimado de 60 cm entre cm 435 y 499).

Este tramo se caracteriza por altos porcentajes de *W. trichosperma* y posteriormente de *Eucryphia/Caldcluvia*, ambos con notorias variaciones a escala de tiempo milenial en anti-fase entre sí (Figura 6.5). Durante este periodo, *N.* tipo *dombeyi* permanece bajo el 30% y *Podocarpus nubigena* vuelve a descender. Además, ocurre un incremento de partículas macroscópicas de carbón cuya tasa de depositación varía drásticamente (Figura 6.8).

Zona PL3A – Entre 371 y 509 de longitud [7,8 – 12,8 ka]

Se aprecia un rápido incremento de *W. trichosperma* (hasta 30%) a partir de 12,6 ka, simultáneo con un descenso de Myrtaceae (10%) e *Hydrangea* (>10%). Inmediatamente por sobre el hiato (~10 ka) se aprecia un aumento súbito de *Eucryphia/Caldcluvia* hasta llegar a 30%, y posteriormente vuelve a descender. *N.* tipo *dombeyi* incrementa

levemente hasta llegar a ~25%, al igual que *Saxegothaea conspicua* y *Raukaua laeterivens* que ascienden hasta un 5% y ~6% respectivamente, mientras *W. trichosperma* desciende hasta poco menos de 10%. Hacia el final de esta zona Myrtaceae aumenta a 10%.

Zona PL3B – Entre 326 y 371 cm de longitud [6,4 – 7,8 ka]

Al comienzo de esta zona (~8 ka) se aprecia un descenso brusco de Myrtaceae, junto al incremento igualmente rápido de *W. trichosperma* y *Misodendrum*. Por su parte *Eucryphia/Caldcluvia* aumenta levemente durante este periodo.

Tramo PL4 – Entre 326 y 189 cm de longitud [3,2 – 6,4 ka]

Durante este tramo *Eucryphia/Caldcluvia* se encuentra en su máximo porcentaje, sin embargo presenta notorias variaciones a escala de tiempo milenial cuyos valores porcentuales fluctúan entre 25 y 50% aproximadamente. *W. trichosperma* también muestra variaciones, y a partir de este punto su señal de cambios entra en fase con la de *Eucryphia/Caldcluvia*. Además, *Isoetes* incrementa y mantiene abundancias cercanas al 12%

Zona PL4A – Entre 292 y 326 cm de longitud [5,6 – 6,4 ka]

A partir de ~6,4 ka se observa un incremento rápido de *Eucryphia/Caldcluvia* acompañada por descensos en *W. trichosperma* e *Isoetes*. *N. tipo dombeyi* continúa descendiendo hasta ~15%.

Zona PL4B – Entre 233 y 292 cm de longitud [4,2 – 5,6 ka]

Se observa un rápido incremento de *Eucryphia/Caldcluvia* y *W. trichosperma* a los ~5,6 ka, que posteriormente vuelven a descender. Paralelo a este proceso se observa un

incremento sostenido de Myrtaceae (hasta ~20%) e *Hydrangea* (hasta ~10%).

Zona PL4C – Entre 189 y 233 cm de longitud [3,2 – 4,2 ka]

Eucryphia/Caldcluvia aumenta a partir de ~4,2 ka alcanzando su máxima abundancia en el registro (> 60%) a los 3,9 ka y posteriormente desciende, mientras *W. trichosperma* presenta un comportamiento similar pero con porcentajes de abundancia menores. Myrtaceae e *Hydrangea* oscilan en anti-fase con los taxa antes mencionados. Durante este lapso la conífera *S. conspicua* incrementa su porcentaje hasta alcanzar un máximo de 10%.

Tramo PL 5 – Entre 31 y 189 cm de longitud [0,4 – 3,2 ka]

Este intervalo se caracteriza por el recambio de los taxa arbóreos dominantes, con una tendencia general al alza en el porcentaje de *N. tipo dombeyi*, junto con el descenso de *Eucryphia/Caldcluvia*, *Hydrangea* y Myrtaceae. *Isoetes* desciende hasta valores inferiores al 1%

Zona PL5A –Entre 122 y 189 cm de longitud [1,6 – 3,2 ka]

En esta zona observamos un descenso de los taxa arbóreos mencionados anteriormente e incremento sostenido de *N. tipo dombeyi*. Este grupo polínico muestra claras fluctuaciones a escala de tiempo milenial que van en anti-fase con *Eucryphia/Caldcluvia* y *W. trichosperma*. Paralelamente se aprecia un incremento en Poaceae que alcanza un 20% hacia el final de esta zona, de manera similar al helecho tipo *Blechnum* que incrementa hasta ~8%. La tasa de acumulación de carbón macroscópico alcanza altos valores al comienzo.

Zona PL5B –Entre 98 y 122 cm de longitud [1,2 – 1,6 ka]

A partir de ~1,5 ka incrementa *Eucryphia/Caldcluvia* (hasta ~20%) y *W. trichosperma* (12%) junto con una declinación de Poaceae (<10%) y posteriormente de *N. tipo dombeyi* (~25%). *Blechnum* vuelve a descender hasta valores nulos. El carbón macroscópico muestra un conspicuo descenso alrededor de 1,3 ka y luego vuelve a ascender hasta el final de la zona polínica (Figura 6.8)

Zona PL5C – Entre 63 y 98 cm de longitud [0,6 – 1,2 ka]

Comienza con un incremento de *N. tipo dombeyi* a los 1,2 ka y luego permanece en torno a 30% de abundancia, mientras *Eucryphia/Caldcluvia* muestra un descenso sostenido hasta valores bajo el 10%. Paralelamente, Poaceae, Asteraceae/Asteroidae y *Blechnum* incrementan, llegando a 20%, 2% y ~8% respectivamente. El carbón macroscópico y microscópico muestra descensos bruscos al comienzo, y luego permanecen relativamente estables.

Zona PL5D – Entre 31 y 63 cm de longitud [0,4 – 0,6 ka]

Comienza con un abrupto incremento de *N. tipo dombeyi*, que en este periodo alcanza en promedio un 50% de abundancia. A la par con este aumento, decrece *W. trichosperma* (7%), Poaceae (~7%), Asteraceae/Asteroidae y *Blechnum* (ambas >1%). Posteriormente *N. tipo dombeyi* vuelve a decrecer y aumentan *Eucryphia/Caldcluvia* (20%) y *W. trichosperma* (15%), esto ocurre entre ~0,5 y 0,35 ka. La tasa de acumulación de carbón registra un nuevo descenso brusco entre 0,6 y 0,5 ka, y luego vuelve a incrementar hasta el final de la zona.

Tramo PL 6 – Entre 0 y 31 cm de longitud [-57 y 400 años cal AP]

Zona marcada por la disminución abrupta de especies arbóreas (desde 80 a 30%) asociada a incremento de poáceas y asteráceas, además de la aparición de géneros de especies exóticas como *Plantago* y *Rumex*. En una etapa posterior se observa un incremento de coníferas exóticas como *Pinus* y cupresáceas. La mayoría de las especies arbóreas de bosque nativo descienden bajo el 5%, con excepción de *N. tipo dombeyi* que alcanza un 10%. La tasa acumulación de carbón macroscópico registra un último descenso (~0,3 ka) alcanzando valores mínimos hasta el presente.

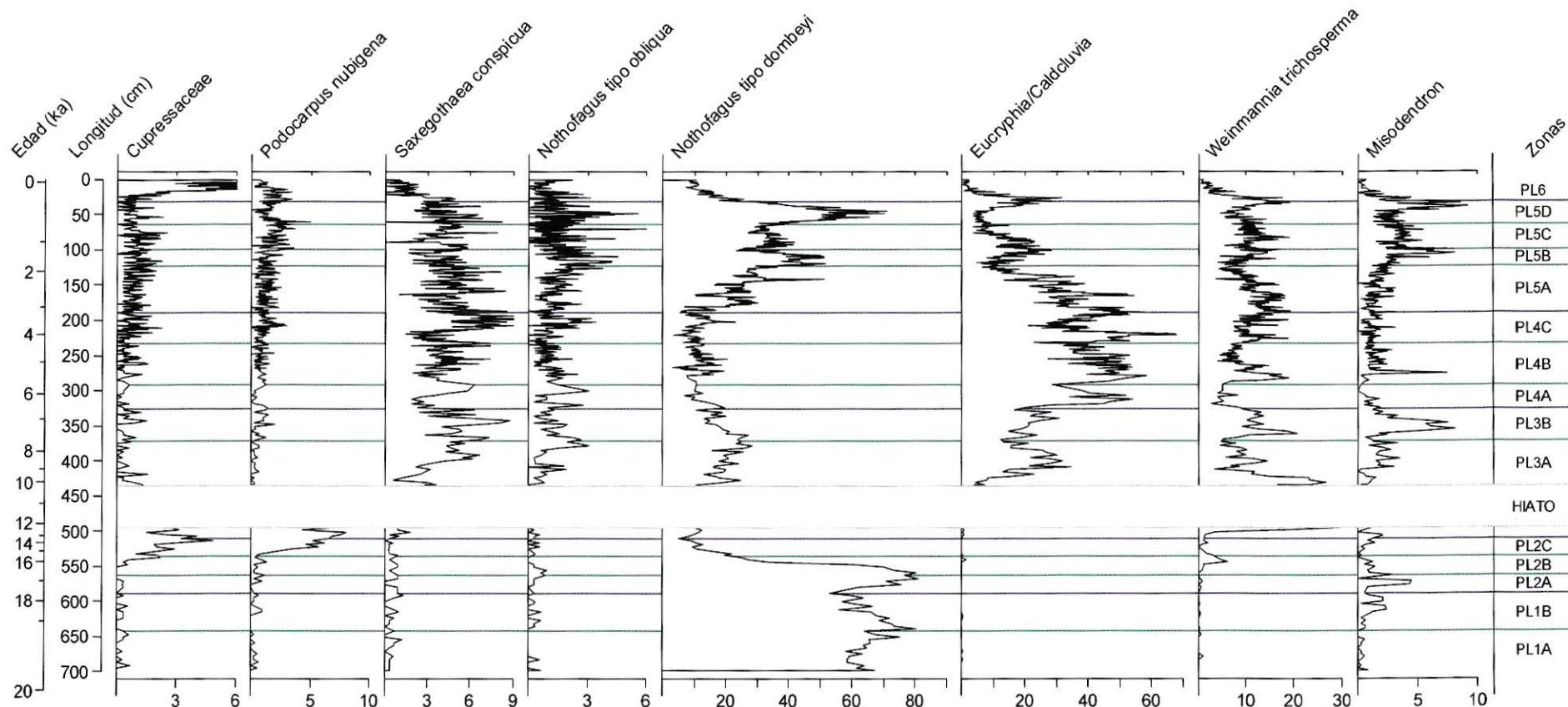


Figura 6.5: Lago Pichilaguna. Diagrama de porcentaje polínico de taxa arbóreos de mayor relevancia (eje x) versus profundidad (eje Y). El eje Y secundario corresponde al modelo de edad expresado en ka. Las líneas horizontales de colores indican los límites las zonas polínicas. Líneas púrpura definen tramos multimileniales que engloban varias zonas polínicas similares. La franja achurada indica el segmento sin muestras (hiato). El grupo “Cupressaceae” está truncado en el segmento superior (que incluye especies exóticas) para enfatizar las variaciones a mayor profundidad.

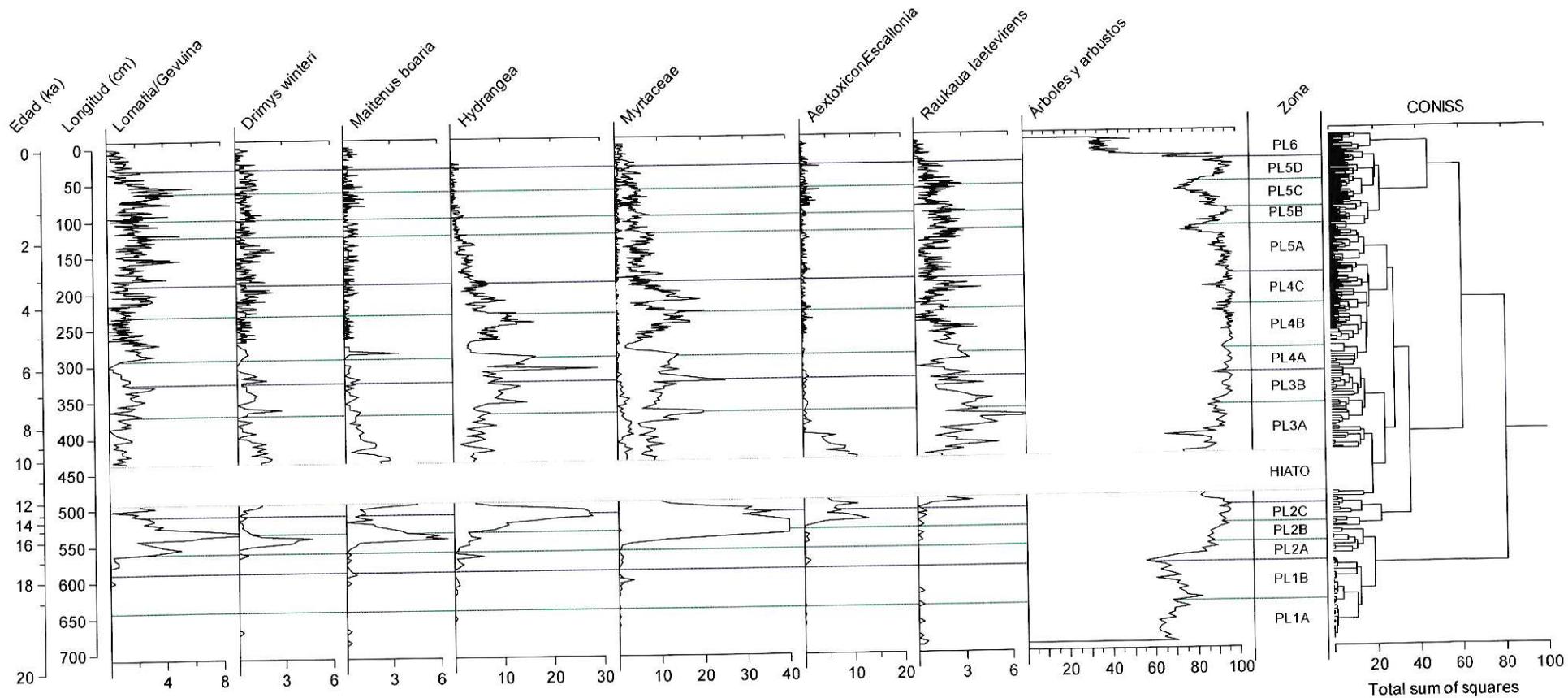


Figura 6.6: Lago Pichilaguna. Diagrama de porcentaje polínico de taxa arbóreos y arbustivos. Incluye la suma de taxa arbóreos y el análisis CONISS

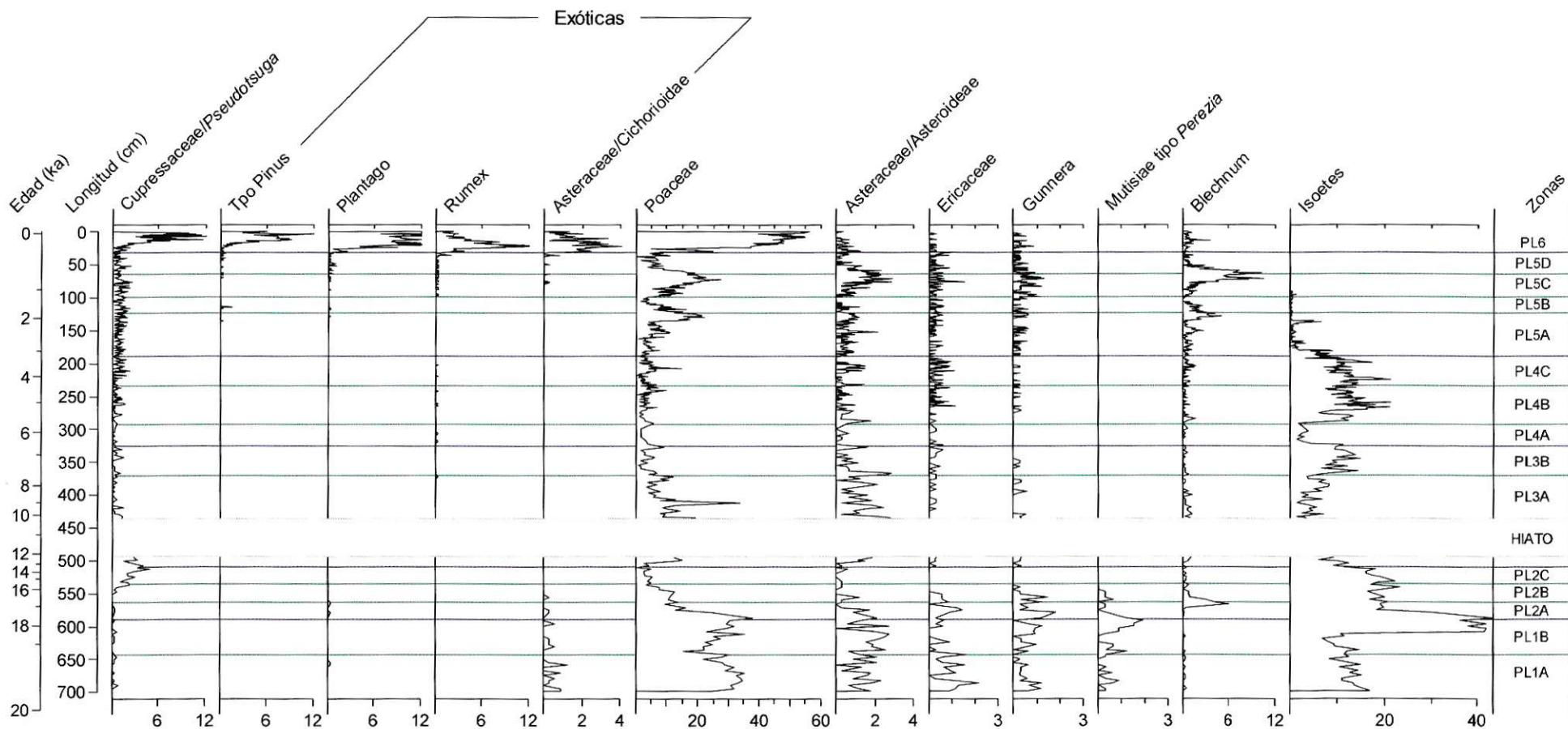


Figura 6.7: Lago Pichilaguna. Diagrama de porcentaje polínico de taxa exóticos, herbáceos, *Blechnum* (helecho) e *Isoetes* (acuática) a distintas profundidades. Los grupos “Cupressaceae/Pseudotsuga” y “Asteraceae/Cichorioideae” incluyen especies exóticas y nativas.

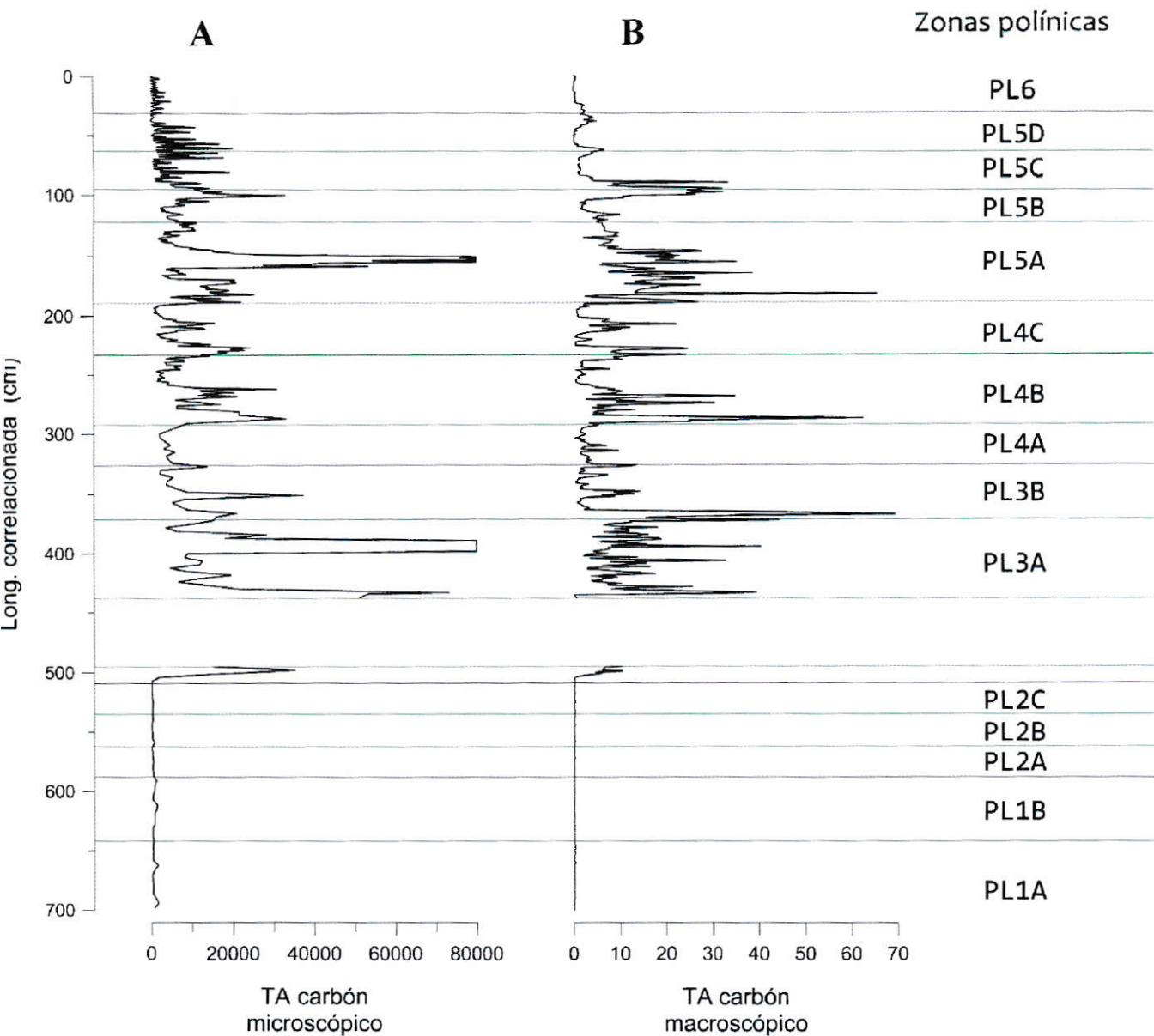


Figura 6.8: Lago Pichilaguna. [A]Tasa de Acumulación (TA) de carbón microscópico [B] Tasa de Acumulación de carbón macroscópico ($[\text{N}^\circ \text{ part/cc}] \cdot \text{años}^{-1}$). El eje Y indica la longitud correlacionada, sin tefras y considerando un hiato de 60 cm. El rectángulo en blanco horizontal corresponde al hiato señalado. Las líneas horizontales marcan las zonas polínicas.

7 – DISCUSIÓN

7.1 – PALEOVEGETACIÓN Y PALEOFUEGO EN LAGO PICHILAGUNA

I. Último Máximo Glacial y transición al clima Interglacial

El registro polínico de Lago Pichilaguna en su primer tramo PL1 (entre 17,6 y ~20 ka) presenta un conjunto de taxa en el que destaca un alto componente herbáceo, en su mayoría Poaceae y en menor grado Asteraceae y Ericaceae. Aunque en muy bajo porcentaje, se encontraron granos del grupo Mutisiae tipo *Perezia* que incluye dos géneros característicos de ambientes de altas cumbres (*Nassauvia* y *Perezia*) (Parra O. y Marticorena C., 1972; Villagran C., 1980, www.florachilena.cl) (figura 6.7). Los taxa arbóreos, por otra parte, son casi completamente del género *Nothofagus*, en particular especies pertenecientes al palinomorfo tipo *dombeyi*. En la actualidad encontramos una composición vegetacional similar a la de PL1 a los 41°S en la cordillera de Los Andes, a una altitud cercana al límite arbóreo (1000 - 1200 msnm) en donde colindan el bosque subantártico y vegetación de tundra alpina (Heusser, 2003). En el caso de Lago Pichilaguna, la composición durante el periodo que abarca la zona PL1 es similar a la descrita en varios sitios de la Región de Los Lagos durante el periodo glacial, denominada Parque Subantártico por Heusser (1995), sin embargo en Lago Pichilaguna el alto porcentaje de polen arbóreo (~70% promedio, casi en su totalidad de *N.* tipo *dombeyi*) indica una paleovegetación predominantemente arbórea con fisionomía de matorral o bosque abierto. El Parque Subantártico no tiene análogo moderno, no

obstante se estima que su temperatura de verano era de ~ 6 °C y que el límite arbóreo se encontraba alrededor de 1000 metros más bajo que en la actualidad (Heusser 1996, Heusser y col., 1999, Moreno y col. 1999). Paralelamente durante esta primera etapa del registro las partículas de carbón macroscópico son prácticamente nulas, dando cuenta de una baja ocurrencia de incendios asociado a condiciones de clima húmedo, considerando que el registro de polen indica abundante biomasa potencialmente combustible. De esta manera el registro de Lago Pichilaguna comienza a los ~ 20 ka en condiciones glaciales, sugiere un paisaje en que la extensión de lóbulos andinos piedemonte alcanzaban el valle longitudinal de la Región de Los Lagos y la vegetación dominante era un matorral o bosque subantártico abierto. Al compararlo con las condiciones actuales en el valle central (a menos de 400 msnm), observamos que la temperatura estival promedio oscila entre 15 y 16 °C (cerca de 9 °C superior a lo estimado para este sector al término del UMG) y que la precipitación anual promedio es de 1800 mm (datos obtenidos de la dirección meteorológica de Chile www.meteochile.cl). Dicho esto, y considerando que la composición vegetacional descrita al comienzo del registro de Lago Pichilaguna se asemeja a la vegetación altoandina actual, es evidente que el clima en este sector a los 20 ka era mucho más frío, y que el límite arbóreo se encontraba considerablemente más bajo que el del presente. Al interior de este intervalo observamos, entre 18,9 y ~ 20 ka, un aumento de *N.* tipo *dombeyi* y disminución de Poaceae, lo que indica un cambio hacia condiciones glaciales menos extremas, que interpreto como un incremento de la temperatura, situación que se revierte entre 17,6 y 18,9 ka (zona PL1B, figuras 6.5 y 6.7). Además, durante este período *Isoetes* presenta drásticos cambios en su abundancia, particularmente con un abrupto incremento entre 17,9 y $\sim 18,2$ ka. Habitualmente el

aumento de *Isoetes* se asocia a regresiones lacustres, que en este ambiente son producto, principalmente, de disminuciones en las precipitaciones. Sin embargo esta interpretación se contradice con otros indicadores de humedad en varios momentos del registro. En un ambiente más húmedo que el actual, posiblemente el nivel lacustre de Pichilaguna era mayor, y parte de las laderas que hoy colindan con la costa del lago se encontraban sumergidas en el mismo. Bajo este supuesto, y considerando los cambios en el porcentaje de abundancia de *Isoetes* y su relación con otros indicadores de humedad, un incremento en este taxón en Lago Pichilaguna parece estar señalando un aumento del nivel lacustre asociado a mayor precipitación, y viceversa.

El tramo suprayacente (PL2) incluye tres zonas polínicas que registran drásticos cambios en la diversidad y abundancia de taxa arbóreos que lo conforman. Entre 16,5 y 17,6 ka (zona **PL2A**) se aprecia un aumento sostenido en abundancia de *N.* tipo *dombeyi* y descenso de Poaceae. Luego, a partir de ~16,5 ka se observa la aparición de taxa del bosque templado que hasta entonces no estaban presentes en el registro, tales como Myrtaceae, *Lomatia/Gevuina* y *Drimys winteri*, (Figuras 6.5 y 6.6) y que son característicos del Bosque Nordpatagónico Siempreverde. Estos cambios sugieren un pulso de calentamiento a los 17,6 ka que implica un aumento de temperatura de mayor magnitud que las oscilaciones anteriores (como la descrita en la zona PL1A), y que conduce a una composición florística afín a condiciones más cálidas en el piedemonte andino y valle longitudinal. Asimismo la presencia de estos taxa y el drástico cierre del dosel (deducido por el incremento de polen arbóreo hasta 90%, figura 6.6) sugieren el desplazamiento del límite arbóreo desde las cercanías del Lago Pichilaguna hacia sectores de mayor altitud. La disminución de la abundancia de *Isoetes* entre ~17,6 y 16,5

ka indican un descenso en el nivel del lago, por lo que es posible que el calentamiento descrito anteriormente involucre una disminución en la precipitación.

Posteriormente, en la zona **PL2C**, entre ~15 y ~12,8 ka se registra un aumento en la abundancia de la conífera *Podocarpus nubigena* y, en menor grado, de Cupressaceae (posiblemente *Fitzroya cupressoides* y/o *Pilgerodendron uviferum*) todas especies criófilas e higrófilas (Villagrán, 1985) que actualmente se distribuyen en los bosques Nordpatagónico y Subantártico Siempreverde (~12 °C promedio en verano) de sectores ubicados a mayor altitud (>650 msnm). Esto hace alusión a condiciones de mayor humedad y disminución en la temperatura, que conllevan a la densificación de la población de coníferas en sectores cercanos a Lago Pichilaguna.

A partir de 12,8 ka (**Tramo PL 3**) infiero apertura del bosque Nordpatagónico Siempreverde en el sector del valle longitudinal cercano a Lago Pichilaguna, con el notorio aumento de la especie sombra intolerante *Weinmannia trichosperma*. Se registra, además, un alza en la tasa de acumulación de partículas macroscópicas y microscópicas de carbón que hasta este momento era prácticamente nula, lo que implica un aumento en la actividad de fuego. El incremento de incendios puede explicarse por variaciones en la humedad, lo que indica condiciones ambientales más secas. *Isoetes*, por su parte, disminuye sostenidamente su porcentaje de abundancia, consistente con la baja precipitación inferible a través de la escasa ocurrencia de fuegos deducible por la baja tasa de acumulación de carbón. Paralelamente en este tramo se observa aumento de poáceas y disminución de la suma total de especies arbóreas, lo que a su vez es coherente con la perturbación producida por el fuego (Kitzberger y col., 1997), que genera apertura del bosque. No es posible ahondar mucho más en el comienzo de en este

tramo, ya que a partir de este punto del registro Lago Pichilaguna se ve interrumpido por un hiato de aproximadamente 2500 años.

II. Registro de Lago Pichilaguna durante el Holoceno

Desde ~10 ka el registro muestra un dinámico ensamble vegetacional que alterna repetidamente entre momentos dominados por taxa característicos de los bosques Nordpatagónico (como *Weinmannia trichosperma* e incrementos en *N. tipo dombeyi*) y Valdiviano (principalmente *Eucryphia cordifolia*/*Calcluvia paniculata*). La figura 7.1 muestra un detalle de los últimos 10.000 años registrados en Lago Pichilaguna, señalando tendencias de cambio a escala multimilenial sobre la base de los palinomorfos principales. Entre 10 y ~8 ka observamos un aumento de *Eucryphia/Calcluvia* en un contexto de intensa actividad de fuego. *Eucryphia cordifolia* y *Calcluvia paniculata* son especies termófilas características del Bosque Valdiviano Siempreverde (esta última también es frecuente en el bosque Nordpatagónico), y ambas crecen en ambientes lluviosos sometidos a estrés hídrico durante los meses estivales (Villagrán, 1985). Dado que co-ocurren con especies de ambientes templado-fríos, periodos prolongados de veranos secos favorecen el aumento en la población de *E. cordifolia* y *C. paniculata*, por sobre especies más hidrófilas. Por esta razón, el palinomorfo *Eucryphia/Calcluvia* es un buen indicador de variación en la frecuencia de sequías de verano a esta latitud. Luego (entre ~8-6,4 ka) es reemplazado parcialmente por *W. trichosperma* y *Misodendrum. Isoetes* durante este periodo incrementa su porcentaje de abundancia, mientras que *Eucryphia/Calcluvia* y la tasa de acumulación de carbón permanecen en

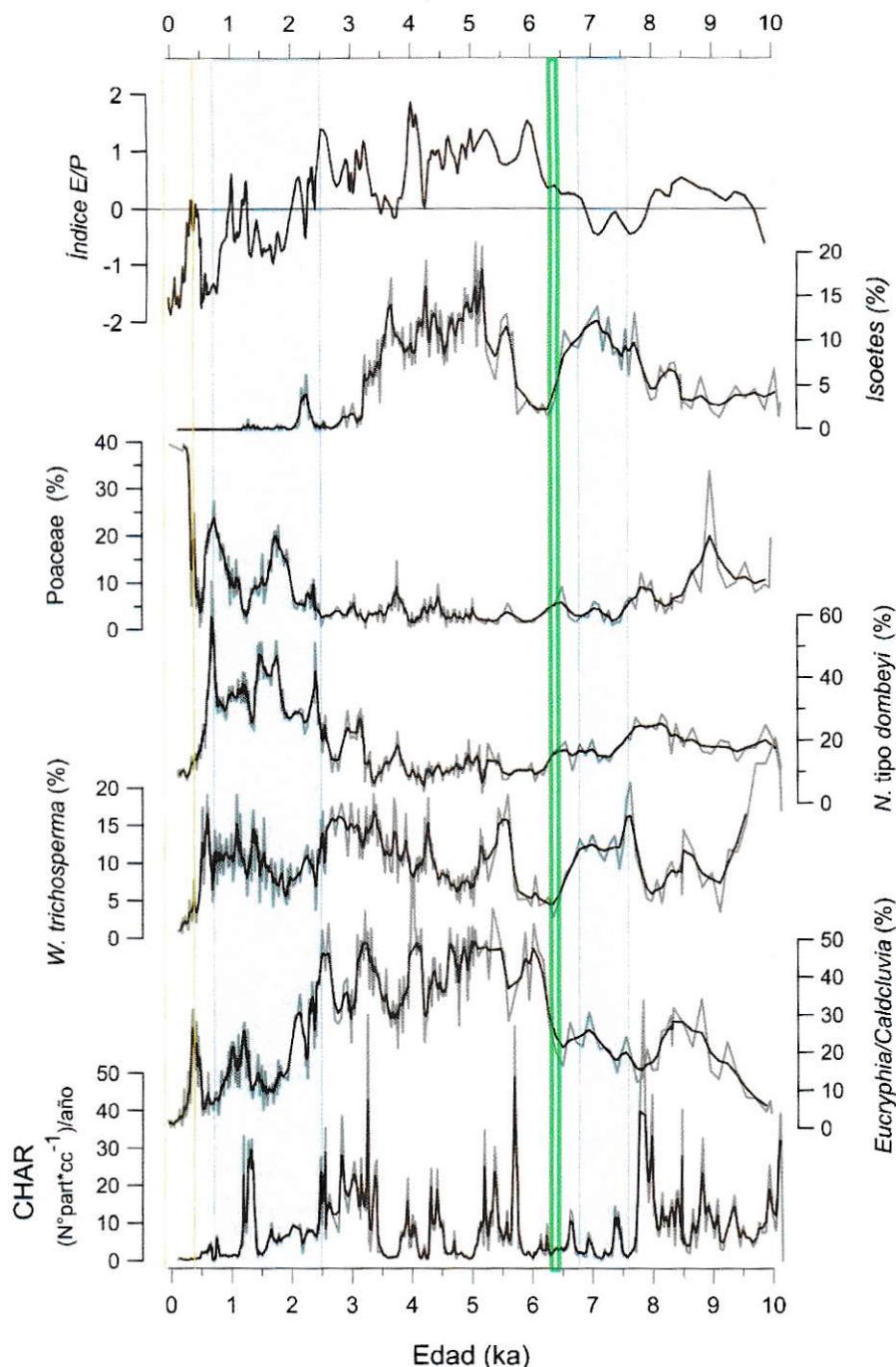


Figura 7.1: Diagrama de los taxa principales e índice de paleovegetación de Lago Pichilaguna durante los últimos 10.000 años. Las líneas grises señalan los porcentajes de abundancia de cada palinomorfo, mientras las líneas color café corresponden a medias móviles triangulares ponderadas cada 5 puntos. Las zonas rosadas indican dominancia de palinomorfos asociados a condiciones cálido/secas. La zona celeste señala una tendencia a condiciones más frío/húmedas. La línea verde indica el segundo incremento de *Eucryphia/Caldcluvia*, desde donde comienza a observarse una alta variabilidad en la estratigrafía polínica (zona polínica PL 4). El área amarilla corresponde al periodo de perturbación de origen europeo y expansión de especies exóticas en la región.

valores bajos, indicando un aumento en la humedad.

A partir de ~6,4 se registra un incremento rápido de *Eucryphia/Caldcluvia*, acompañado de alzas en Myrtaceae e *Hydrangea*, mientras *W. trichosperma* desciende, lo que refleja densificación de un bosque dominado por especies propias del bosque valdiviano en torno a Lago Pichilaguna. Simultáneamente ocurre un descenso de *Isoetes*, indicando una disminución en las precipitaciones.

A partir de 5,5 ka el registro palinológico de Lago Pichilaguna presenta gran dinamismo, con una alta frecuencia de cambios en la vegetación observable especialmente en *Eucryphia/Caldcluvia*, *Weinmannia thichosperma*, y *N. tipo dombeyi*, así como en la tasa de acumulación de partículas macroscópicas y microscópicas de carbón. Muchos de estos cambios ocurren abruptamente, con incrementos de ~20% de abundancia en menos de 100 años, y que en ocasiones se superponen con tendencias de cambio de miles de años.

Entre ~5,5 y 3 ka (comienzo de las zonas **PL 4**) *Eucryphia/Caldcluvia* alcanza su mayor abundancia. En conjunto con *W. trichosperma* dominan porcentualmente entre los taxa arbóreos, siendo ambos característicos de ambientes templado y templado-frío en la región de Los Lagos chilena (Villagrán, 1985). Además, vuelve a registrarse un aumento de *Isoetes*, que según lo interpretado hasta ahora indica un aumento en el nivel del lago asociado a condiciones de mayor humedad. Si bien el incremento de *Eucryphia/Caldcluvia* durante este periodo parece indicar una tendencia multimilenial hacia clima cálido/seco (Figura 7.2), se distinguen claras oscilaciones a escala de tiempo submilenial, mostrada en detalle en la figura 7.2 B. Durante este periodo se observa la agudización de condiciones cálido/secas entre 5,5 – 4,9 ka, entre 4,3- 3,9 ka y entre ~3,5

– 3,1 ka, asociados a una alta tasa de acumulación de carbón, índice de paleovegetación positivo y baja abundancia de *N. tipo dombeyi* y Myrtaceae. En el segundo intervalo mencionado *Eucryphia/Caldcluvia* alcanza el mayor porcentaje de abundancia del registro.

Los últimos 3000 años del registro continúan con un alto grado de variabilidad. Entre 3,1 y 0,5 ka se observa una tendencia hacia incremento de taxa del bosque Nordpatagónico (*N. tipo dombeyi*), mientras *Eucryphia/Caldcluvia* disminuye mostrando marcadas oscilaciones, lo que implica descenso en la temperatura e incremento de la humedad. A su vez, la tendencia multimilenial hacia condiciones frío húmedas se ve interrumpida esporádica y repetitivamente por intervalos cálido/secos entre 2,8–2,5; 2,2–2; 1,3–~0,9 y 0,5–~0,3 ka (figura 7.3 B), asociados principalmente a incrementos importantes en la abundancia de *Eucryphia/Caldcluvia* y, por ende, al índice de paleovegetación, además de disminución de *N. tipo dombeyi*. Paralelamente, durante este periodo *Isoetes* desciende hasta valores menores a 2%, y sólo vuelve a incrementar hasta un 5% entre ~2,3 y 2 ka. Entre 0,8 y 0,5 ka, este último alcanza el máximo porcentaje de abundancia registrado en el Holoceno (>60%), lo que junto al descenso de *Eucryphia/Caldcluvia* y del CHAR sugiere incremento en las precipitaciones.

Finalmente, observamos un nuevo aumento del bosque Valdiviano a partir de 0,5 ka, con un brusco incremento de *Eucryphia/Caldcluvia* en reemplazo de *N. tipo dombeyi* se ve interrumpida en los últimos 350 años por rápida deforestación, aumento de Poaceae y hierbas exóticas como *Plantago* y *Rumex*, atribuido a la colonización española, seguido por la aparición de coníferas introducidas como *Pinus*, *Pseudotsuga* y cupresáceas coetánea con la llegada de los colonos alemanes a la región (~0,2 ka).

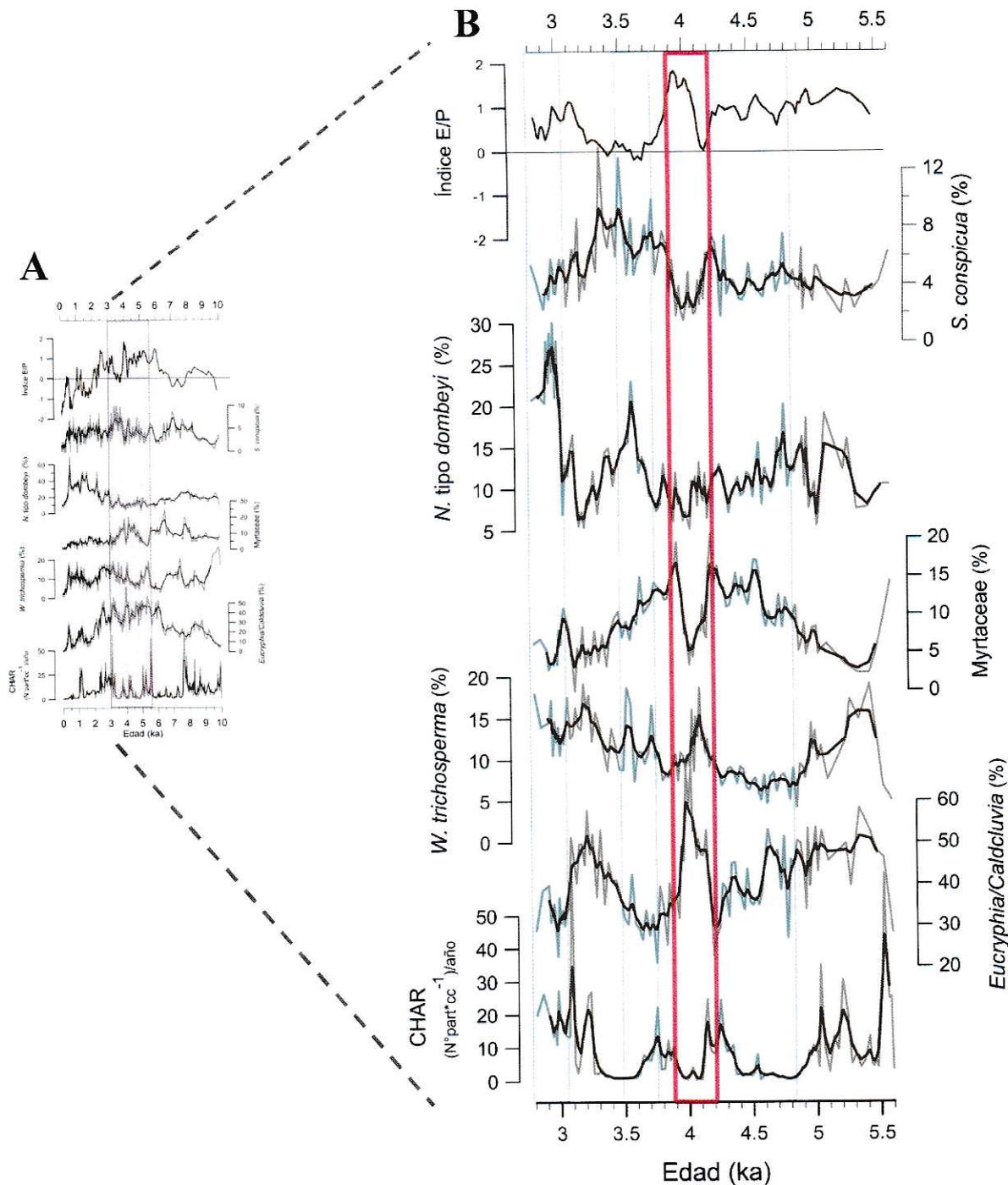


Figura 7.2: Diagrama del sitio Pichilaguna que incluye los palinomorfos principales e índice de paleovegetación durante los últimos 10.000 años (A), en que el rectángulo violeta corresponde con el detalle entre 5,5 y 3 ka expresando en B). Las líneas grises indican abundancia porcentual y tasa de acumulación. Las líneas color café corresponden a las medias móviles triangulares ponderadas cada 5 puntos. Las zonas rosadas señalan condiciones cálido/secas y las celeste momentos más frío/húmedos. El rectángulo rojo indica el momento de máximo porcentaje de abundancia de *Eucryphia/Calcevia* en el registro.

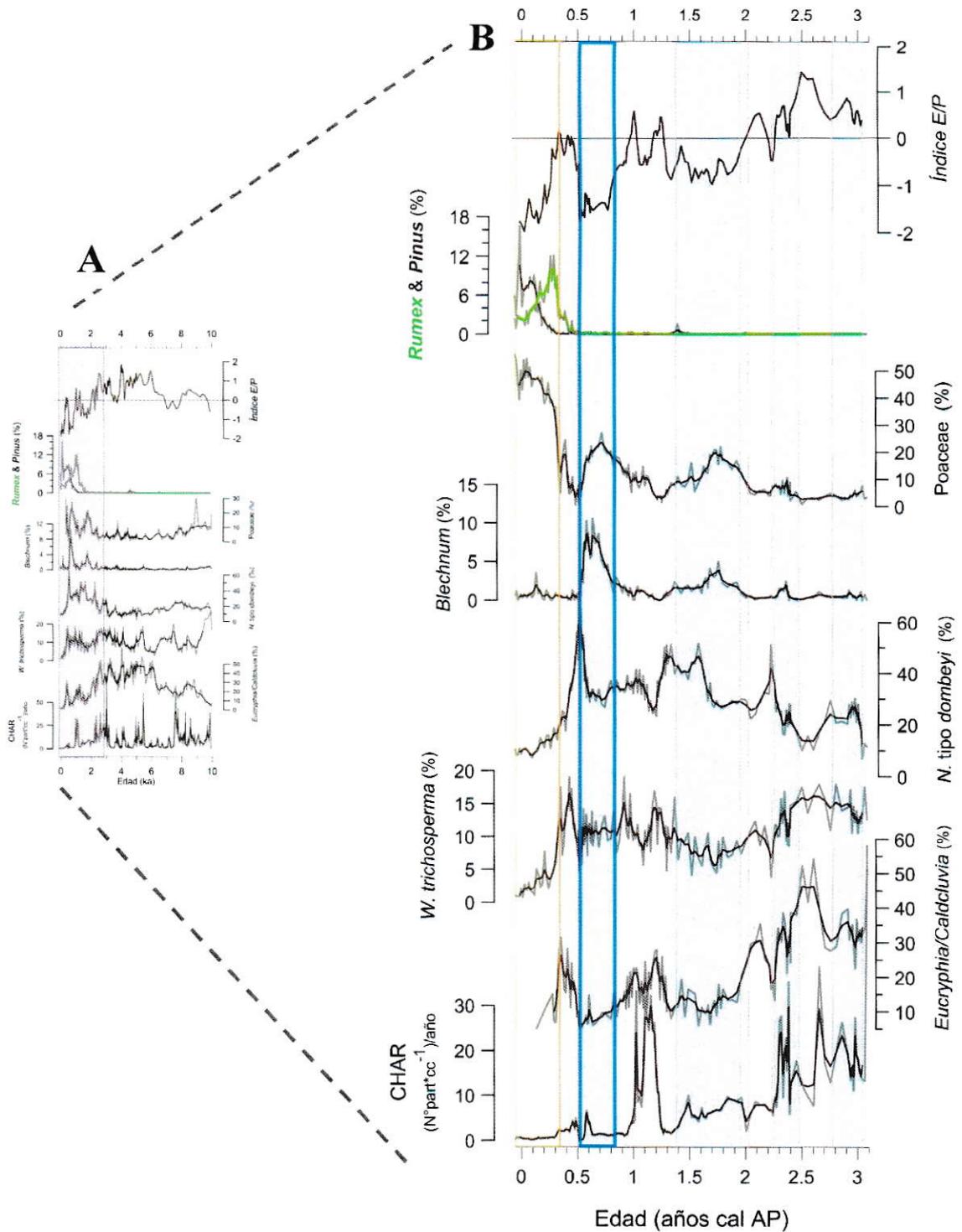


Figura 7.3 Diagrama del sitio Pichilaguna que incluye los palinomorfos principales desde (A) 10 ka y en detalle el periodo de los últimos 3000 años (B). En este último diagrama las líneas grises indican los valores de porcentaje de abundancia y tasa de acumulación. Las líneas color café corresponden a las medias móviles triangulares ponderadas cada 5 puntos. Las zonas rosadas señalan condiciones cálido/secas, las de color celeste momentos más frío/húmedos y la amarilla indica perturbación a causa de la colonización europea. El rectángulo azul indica el momento de mayor porcentaje de abundancia de *N. tipo dombeyi* en el registro durante el Holoceno.

III. Contextualización de las señales climáticas de Lago Pichilaguna a escalas de tiempo multimilenial, milenial y centenal

Lago Pichilaguna se ubica en una latitud altamente sensible a cambios en la posición e intensidad del cinturón de los Vientos del Oeste, ya que esta región constituye el límite norte de su influencia permanente a lo largo del ciclo anual. Así, los indicadores de cambios en la humedad como la actividad de fuego o especies tolerante a anomalías negativas en la precipitación son asociados a disminución en la influencia (desplazamiento hacia el sur o debilitamiento) de los Vientos del Oeste. De igual manera, la disminución o ausencia de incendios en conjunto con el incremento en la vegetación higrófila indican un aumento en la influencia (desplazamiento hacia el ecuador o fortalecimiento) de los Vientos del Oeste en Patagonia Noroeste. Al igual que en el trabajo de Lago Condorito (Moreno, 2004) calculé un Índice de Paleovegetación que abarca los últimos 10.000 años del sitio Pichilaguna, considerado la razón entre dos palinomorfos representativos de los bosques Valdiviano Siempreverde (*Eucryphia/Caldcluvia*) versus Nordpatagónico Siempreverde (*Podocarpus nubigena* + *Saxegothaea conspicua*) (ver sección 5.IV de Materiales y Métodos). Este índice permite distinguir en el registro la posición relativa de ambos tipos de vegetación a lo largo de un continuo entre estos dos extremos bioclimáticos (Figura 7.4 i).

En el registro de Lago Pichilaguna se observa una señal submilenial de cambios que se superpone a la tendencia multimilenial antes mencionada. Esto se aprecia en los puntos máximos de la oscilación del índice de paleovegetación, indicados con letras mayúsculas (figura 7.4). Esta señal es particularmente evidente en el palinomorfo

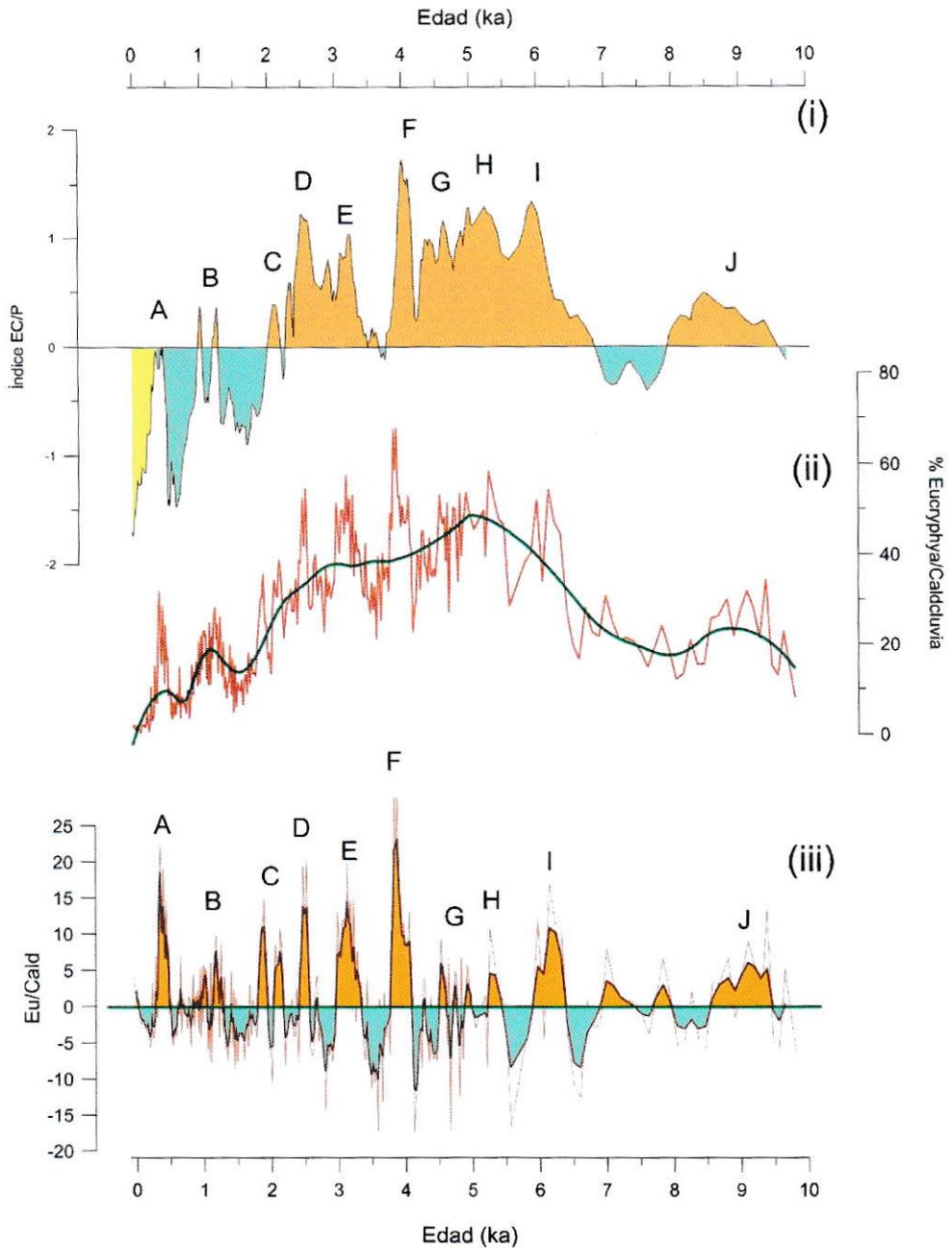


Figura 7.4: (i) Índice de Paleovegetación del sitio Pichilaguna expresado en medias móviles triangulares ponderadas. Valores positivos (de área anaranjada) indican condiciones cálido/secas y valores negativos (área celeste) condiciones frío/húmedas. La zona de color amarillo corresponde a cambios asociados a perturbación antrópica. (ii y iii) Porcentaje de abundancia de *Eucryphia/Caldcluvia* durante los últimos 10.000 años (línea anaranjada) del sitio Pichilaguna. (ii) La línea verde corresponde a la curva suavizada por medias móviles ponderadas e indica la tendencia multimilenial de cambios porcentuales. (iii) El eje “Y” indica la diferencia entre el porcentaje de abundancia real (y su media móvil triangular ponderada) y el valor de la curva suavizada. Valores positivos (áreas anaranjadas) están asociados a mayor frecuencia de veranos secos y valores negativos (áreas celeste) a veranos húmedos. Las letras (A–J) presentes en (i) y (ii) señalan oscilaciones positivas en el índice de paleovegetación y en el porcentaje de abundancia de *Eucryphia/Caldcluvia*.

Eucryphia/Caldcluvia y en menor grado en *Weinmannia trichosperma* y *N. tipo dombeyi*. Las especies del morfotipo polínico *Eucryphia/Caldcluvia* son tolerantes a stress hídrico estival, por lo que un incremento en su porcentaje de abundancia, a esta latitud, indica una alta frecuencia de veranos secos. En el diagrama se observa el incremento sostenido del palinomorfo entre ~6,4 y 5 ka, y un descenso abrupto a partir de ~3 ka. Por medio del programa Matlab (ver Materiales y Métodos IV) se sustrajo la tendencia de variación de baja frecuencia multimilenial (Figura 7.4 III), con el objetivo de apreciar las variaciones seculares en la abundancia de *Eucryphia/Caldcluvia*. Si bien el comportamiento oscilatorio de este grupo polínico se extiende hasta los 10 ka, durante los últimos 6500 años se aprecian los cambios de mayor magnitud (el evento cálido/seco entre 3,9 y 4,1 ka y el pulso de calentamiento previo a la colonización europea entre 0,3 y 0,5 ka).

7.2 – COMPARACIÓN DE LAGO PICHILAGUNA CON OTROS REGISTROS DE LA REGIÓN

I. Término del UMG y transición al clima Interglacial: divergencias en el ambiente deposicional entre los sitios de estudio.

El término del UMG y el comienzo de la transición a un clima interglacial ha sido registrado en varios sitios de la región de Los Lagos, como Fundo Llanquihue, Canal de la Puntilla, Alerce, Lago Lepué y Taiquemó (Heusser y col., 1996, 1999, 2006; Pesce,

2011) (Figura 1). Esta primera etapa ha sido interpretada como un periodo frío y húmedo (con temperaturas de verano ~6-7°C menores que en la actualidad) y con vegetación del tipo Parque Subantártico hasta los ~17 ka (~14.000 años ¹⁴C AP) (Moreno y col. 1999; Heusser 1990, Heusser y col. 1999). A partir de entonces comienza la Última Terminación Glacial, mostrando en todos los casos un incremento inicial de *N. tipo dombeyi* y posteriormente la aparición del bosque Nordpatagónico en el registro polínico, con taxa arbóreas termófilas como Myrtaceae y *Lomatia/Gevuina*. En el caso de los sitios Alerce y Taiquemó, el incremento de Myrtaceae ocurre prácticamente simultáneo con un cambio litológico de limos a turbas, lo que implica terrestrialización de ambientes lacustres. En el primer caso esto se registra a ~16,5 ka, mientras que en Taiquemó a ~15,7 ka. Si bien en lago Lepué no se registra tal terrestrialización, si se observan valores altos de *Isoetes* entre 17,5 y 16,9 ka, interpretado como un acercamiento de ambientes litorales al sector más profundo del lago a causa de regresión lacustre. Sin embargo, esto claramente diverge de lo observado en Lago Pichilaguna para el mismo palinomorfo, que en esta transición muestra un notorio descenso en su abundancia entre ~17,6 y 16,5 ka. Esto plantea la importancia de contextualizar los resultados, en especial aquellos que tienen relación con cambios sitio-específicos o de respuesta local ante variaciones climáticas regionales (como el caso de modificaciones en el nivel lacustre).

Es necesario tener en cuenta características del sitio de estudio como la ubicación, forma y tamaño de la cuenca al momento de abordar las divergencias entre señales de cambio en los ambientes deposicionales subacuáticos. Un lago pequeño y de poca

profundidad es más sensible a los cambios en las precipitaciones y en la tasa de evaporación que una cuenca grande y profunda. Asimismo, un lago pequeño cuyo nivel de agua se reduce hasta un estado de pantano o turba, modificará su capacidad sensora maximizando la señal de taxa que habitan sobre los ambientes pantanosos, como especies de las familias Ericaceae, Poaceae o algunas mirtáceas como *Tepualia stipularis*, *Myrceugenia exsucca* y *M. planipes*. La especie acuática del género *Isoetes* alcanza su máxima abundancia en ambientes someros como el sector litoral del lago, sin embargo al cambiar a un ambiente de pantano su porcentaje de abundancia se reduce drásticamente, pudiendo llegar a valores nulos (figura 7.5, sitio B). Una situación de este tipo se observa claramente en los sitios Fundo Llanquihue, Fundo Santa Elena, La Campana, Alerce (Heusser y col., 1999), en que la disminución del porcentaje de abundancia de *Isoetes* es precedida por el cambio de ambiente deposicional. En estos casos, la disminución de *Isoetes* no estaría indicando expansión centrífuga gatillada por aumento en las precipitaciones, como podría ser interpretado. Los sedimentos del sitio Pichilaguna indica un ambiente lacustre permanente durante la totalidad del registro, por lo que la divergencia con la señal húmeda en la región no se explica mediante este factor. La explicación planeada para el caso de Lago Pichilaguna es la diferencia en la forma de la cuenca. Si ésta incluye un cinturón amplio somero de baja pendiente (ambiente apto para macrófitas litorales) como es el caso de terrazas sumergidas (o actualmente emergidas), entonces las poblaciones de *Isoetes* u otras macrófitas litorales serán abundantes y se traducirá en una señal polínica mayor incluso en testigos provenientes de los sectores más profundos del lago, mientras que una cuenca con paredes de mayor pendiente disminuye el área susceptible de ser colonizada en

condiciones de lago somero. Así, el descenso en el nivel lacustre puede estar asociado a la reducción abrupta en la población de *Isoetes*, disminuyendo la señal polínica en vez de incrementarla (figura 7.5 sitio C). La batimetría de Lago Pichilaguna muestra varios cambios de pendiente en las laderas de la cuenca. Alrededor de los 13,5 m de profundidad se observa un cambio en su morfología, que pasa de un extenso ambiente somero a paredes con mayor pendiente (Figura 6.1). En la ladera oeste del lago se observa una pequeña planicie a 9 m de profundidad, y un segundo cambio en la pendiente a ~6 m de profundidad (figura 6.2 C), sin embargo estos no aparecen replicados en otro punto del lago (al menos no utilizando este modelo) por lo que no es posible interpretarla como una terraza de distribución amplia en la cuenca. Si se aprecia una superficie de baja pendiente en las laderas Este y Oeste con profundidad de 2,5 m que puede considerarse como terraza, y que en condiciones de nivel lacustre más bajo pudo significar un incremento importante en la población de *Isoetes* u otra especie acuática de ambiente somero. Sin embargo, si consideramos correcta la interpretación que durante el UMG el clima era mucho más húmedo que en la actualidad (Heusser y col, 1999) la extensión de Lago Pichilaguna probablemente fue mayor que la observada hoy, es decir, inundó sectores que rodean el lago y que actualmente están descubiertos. Por ello el área que rodea el sitio estuvo parcialmente inundada, y su morfología podría explicar las diferencias en la señal de *Isoetes* con sitios aledaños. Además es importante considerar que la mayoría los sitios de estudio citados que abarcan este rango temporal (a excepción de Lago Lepué) no cuentan con una batimetría que permita complementar la interpretación de los cambios en porcentaje de abundancia de *Isoetes* u otras macrófitas acuáticas, lo que dificulta su comparación.

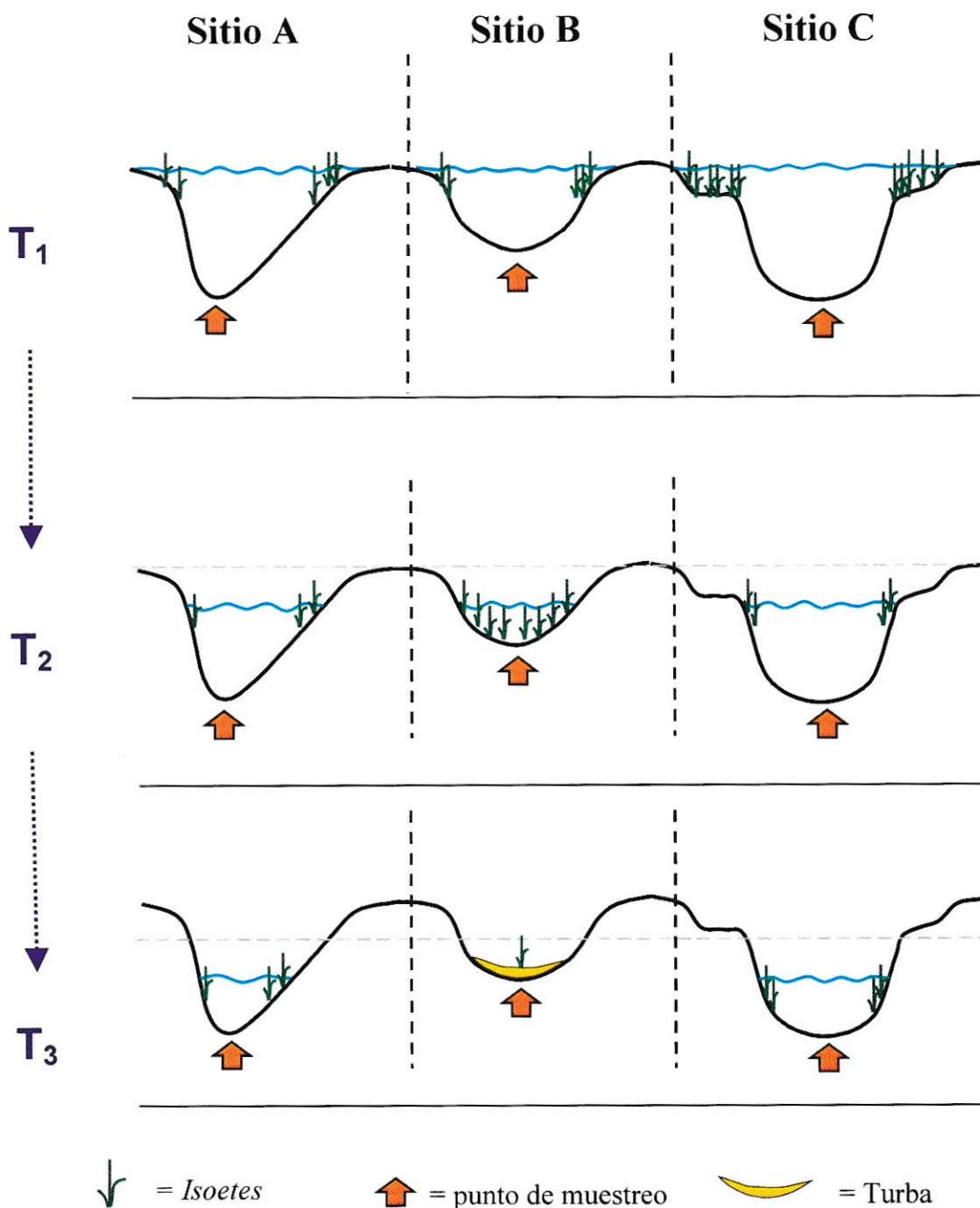


Figura 7.5 Esquema de tres lagos hipotéticos (A, B y C) cuyas cuencas varían en tamaño y forma. Hacia abajo se muestran los mismos sitios en etapas posteriores en que las condiciones de precipitación y tasa de evaporación han modificado el nivel lacustre. Las flechas verticales moradas indican el tiempo. T_1 , T_2 y T_3 señalan tres momentos en que el nivel lacustre se ha reducido respecto al periodo anterior. Por último, los indicadores de *Isoetes* muestran cómo varía su distribución al cambiar el nivel del lago, y su relación con el punto de muestreo.

Finalmente, observamos que la señal de *Isoetes* de Lago Pichilaguna es consistente con su estratigrafía polínica y con los registros de otros sitios de estudio de la región de Los Lagos, si su incremento se relaciona positivamente con las precipitaciones. La divergencia más importante ocurre durante los últimos 3000 años, en que *Isoetes* desciende casi permanentemente en un contexto de incremento de la humedad. Es posible que durante este periodo la señal local adquiriera dominancia por sobre la regional, considerando que también se observan diferencias en otros palinomorfos entre los registros comparados, como se discute más adelante (figuras 7.7 a 7.10). *Isoetes* está altamente asociado a las características del sitio de muestreo, a su morfología y a las variaciones del nivel del lago, por lo que se hacen necesarios estos antecedentes para considerarlo un indicador de cambios en los niveles lacustres. Adicionalmente, un lago de batimetría compleja puede presentar cambios de pendientes a distintas profundidades, respondiendo de manera diferente según el estadio climático en el que se encuentre. Por este motivo su interpretación debe complementarse con otros indicadores de precipitación, además de considerar la batimetría de la cuenca e incluso la geomorfología de sectores aledaños al lago que en el pasado pudieron estar sumergidos bajo el agua.

II. Terminación Glacial y Holoceno

Entre ~17 y 15 ka en Patagonia Noroeste se ha registrado un abrupto incremento en la temperatura en la región y el descenso crítico del nivel lacustre (discutido en el punto anterior) dando indicios de una disminución en las precipitaciones. En Lago

Pichilaguna esta transición comienza a los 17,6 ka, inicialmente con un descenso de Poaceae y aumento de *N. tipo dombeyi*, que a partir de 16,7 ka es sustituido parcialmente por la aparición de árboles relativamente termófilos como Myrtaceae, *Lomatia/Gevuina* y *Drimys winteri*, lo que indica el establecimiento de bosque Nordpatagónico Siempreverde asociado a condiciones más cálidas que las observadas a finales del UMG (discutidas en las secciones anteriores). Ambos cambios en la vegetación también están presentes en el sitio Huelmo (cercano al Seno de Reloncaví) aunque ocurren antes (~18 ka el incremento de *N. tipo dombeyi* y ~17 ka el aumento de mirtáceas). Por otra parte, el sitio Fundo Llanquihue también registra un cambio similar a partir de ~17 ka (Heusser y col., 1996, 1999), particularmente en el incremento del porcentaje de Myrtaceae y la disminución de *N. tipo dombeyi*. Ambos sitios poseen distintos ambientes deposicionales, puesto que el de Fundo Llanquihue es subaéreo (un pantano) y el del Pichilaguna es subacuático (un lago), lo que en parte explica las diferencias en porcentajes de Ericaceae y Asteraceae que existe entre sus registros (Figura 7.6). Adicionalmente, Fundo Llanquihue registra una tefra de edad ~9.400 años ¹⁴C AP en su porción más superficial, evento eruptivo que está presente en un gran número de sitios de la región de Los Lagos y que, si bien no aparece en Pichilaguna, coincide estratigráficamente? con el hiato presente en el registro.

Tanto Lago Pichilaguna como Fundo Llanquihue muestran incrementos en la abundancia de especies criófilas del bosque Nordpatagónico y Subantártico Siempreverde entre 15 y ~12,8 ka, particularmente de *Podocarpus nubigena* y *Fitzroya/Pilgerodendron*, lo que es interpretable en este contexto como una reversión a condiciones frío/húmedas. En el registro de Lago Pichilafquén (Jara, 2010), al igual que

en Lago Pichilaguna, esta señal comienza a los ~15,3 ka, mientras que en los registros del pantano Huelmo, Lago Lepué y Lago Condorito el aumento de ambos palinomorfos ocurre en desfase, registrándose primero un aumento de las cupresáceas seguido de *P. nubigena* a 14,5; 14,3 y 13,8 ka, respectivamente (Pesce 2011; Moreno 2004; Moreno & León 2003). Sin embargo es necesario precisar los modelos de edad y la resolución temporal de los sitios para comparar con mayor precisión la cronología de los cambios descritos.

Posteriormente, a los ~12,8 ka los registros de Lago Pichilaguna, L. Pichilafquén y L. Condorito muestran una transición a condiciones más secas inferidas sobre la base del descenso de coníferas higrófilas, un incremento abrupto en la tasa de acumulación de carbón y en la abundancia de *W. trichosperma* y Poaceae (ambos asociados a perturbación por alta actividad de fuego). A continuación, Lago Pichilaguna presenta un hiato de ~2500 años. Durante ese período, a los 11 ka Lago Lepué muestra un incremento de *W. trichosperma* y el aumento del fuego, mientras que Lago Condorito registra un cambio hacia condiciones de temperatura menos restrictivas, permitiendo el incremento de especies de amplia tolerancia a las temperaturas del bosque siempreverde como *Raukaua laetevirens*, *Escallonia* y *Lomatia/Gevuina*, con lo que comienza la transición al Holoceno.

Entre ~8 y 10 ka el registro polínico de Lago Pichilaguna presenta un incremento de *Eucryphia/Caldcluvia*, que junto a alta actividad de fuego reflejan condiciones de baja precipitación de verano y altas temperaturas (en relación a las condiciones previamente descritas en el registro) (Figura 7.1). Sin embargo, el hiato previo que abarca el comienzo del Holoceno no permite comparar esta condición con la de otros

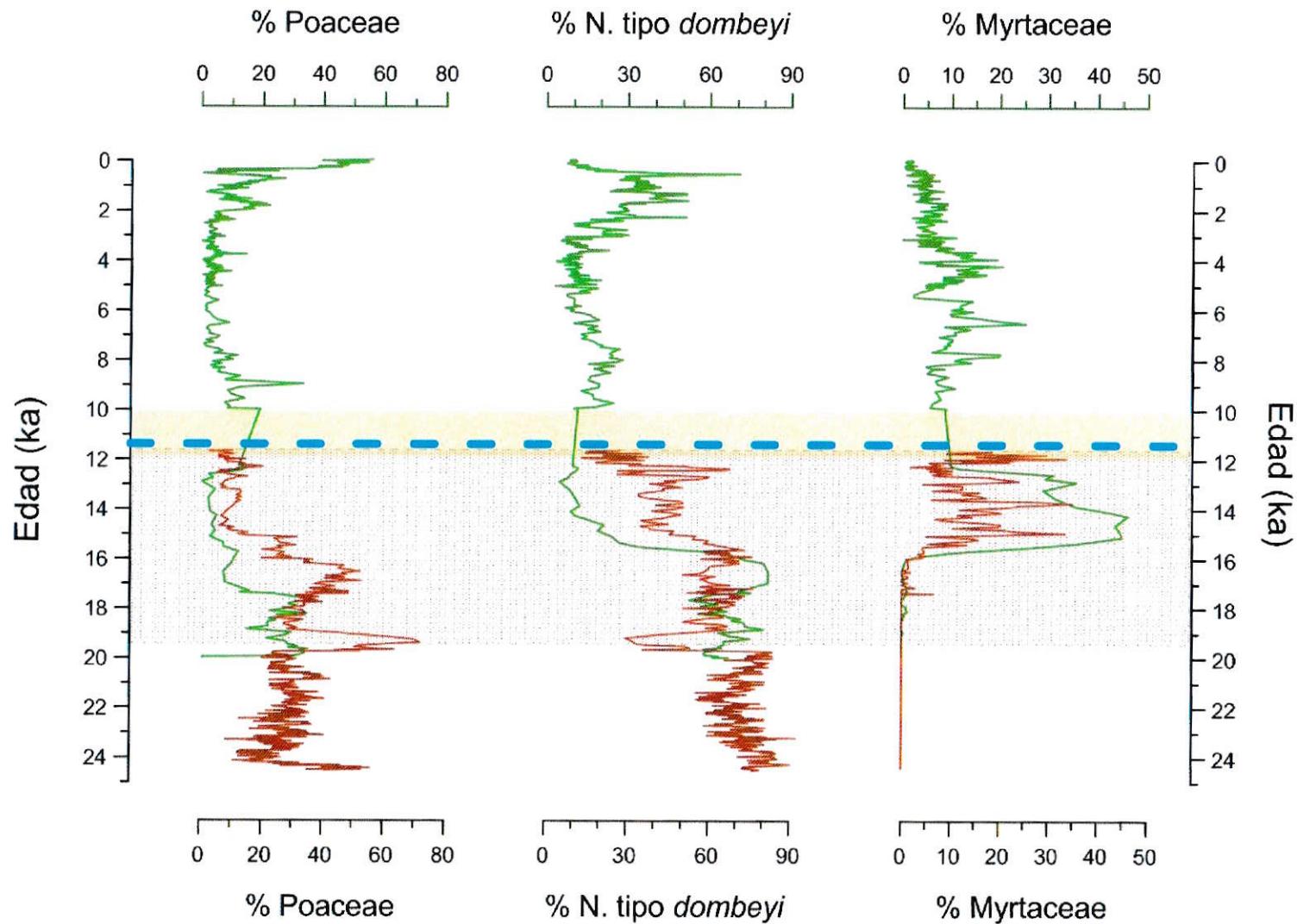


Figura 7.6 Comparación entre los registros palinológicos de Lago Pichilaguna (parte superior con líneas y ejes color verde) y Fundo Llanquihue (parte inferior, color anaranjado). Los ejes Y indican la escala de edad en ka y los ejes X los porcentajes para cada palinomorfo. La zona coloreada de amarillo indica el hiato presente en el registro de Lago Pichilaguna. El área de color rosado señala el tramo de Fundo Llanquihue con depositación pantanosa y alto contenido de turba. La línea segmentada de color celeste señala la tefra presente en el registro de Fundo Llanquihue, con edad de 9400 ± 85 (~11 ka) y que coincide con el hiato en el registro de Pichilaguna.

sitios de la región en un contexto de variabilidad climática. Aún así, este periodo con clima cálido/seco está descrito en los tres sitios antes citados, aunque en el caso de Lepué el incremento de *Eucryphia/Caldcluvia* es de menor magnitud y comienza más tardíamente (entre 8 y ~8,8 ka) (Figura 7.7). El sitio Huelmo también muestra un incremento drástico en *Eucryphia/Caldcluvia* a partir de ~11,5 ka evento que coincide con un descenso del nivel lacustre y la terrestreización del lago, consistente con condiciones climáticas secas.

Posteriormente, entre 2,5 y ~7,6 ka los registros polínicos de lagos Lepué y Condorito muestran una reversión hacia condiciones más frías y húmedas con un nuevo incremento de taxa arbóreas del Bosque Nordpatagónico Siempreverde, en particular de los palinomorfos *N.* tipo *dombeyi*, *Podocarpus nubigena* y *Saxegothaea conspicua*, además de la disminución de *Eucryphia/Caldcluvia* (Figuras 7.7 y 7.8). En ambos sitios esta tendencia se invierte en una ocasión señalando una reversión puntual hacia condiciones cálido/secas, que ocurre en torno a ~4,2 ka. Por su parte, el registro de Lago Pichilafquén difiere de la tendencia regional a partir de 7,2 ka, momento en que registra un alza importante de *Eucryphia/Caldcluvia* (Figura 7.7) junto con una alta frecuencia de tefras, indicativa de eventos eruptivos recurrentes (Jara, 2010). Sin embargo, en este momento también se observa descensos en *Isoetes* y *Tepualia stipularis*, además de bajos valores en la tasa de depositación de carbón, lo que indica condiciones más húmedas. De esta manera el segundo incremento de *Eucryphia/Caldcluvia* en Lago Pichilafquén se asoció a perturbación local en el sector de piedemonte andino, en la zona norte de la Región de Los Lagos chilena.

A partir de 6,4 ka el registro polínico de Lago Pichilaguna también muestra un segundo aumento en la abundancia de *Eucryphia/Caldcluvia*, que va acompañado con incrementos en Myrtaceae e *Hydrangea*, además de bajo porcentaje de *Isoetes* lo que complejiza la interpretación sobre la precipitación (figura 7.1). Aunque este incremento de *Eucryphia/Caldcluvia* es comparable con lo que sucede en L. Pichilafquén, en L. Pichilaguna no se registra la alta frecuencia de eventos eruptivos presentes en el mismo. Además, a partir de 5,5 ka se aprecia un nuevo incremento de *Eucryphia/Caldcluvia* (y por ende, valores positivos en el Índice de Paleovegetación) que permanece hasta 3,1 ka con marcadas oscilaciones a escala temporal submilenial, acompañado del alza de *Isoetes* (que según su interpretación hasta ahora, se corresponde con el incremento en el nivel lacustre) y periodos de alta variabilidad en tasa de acumulación de carbón entre ~6 y 3 ka (figura 7.1). Estos resultados dejan abierta la posibilidad de interpretar las variaciones de *Eucryphia/Caldcluvia* descritas en el registro de Lago Pichilafquén a partir de ~6 ka como respuesta a una señal climática regional de variaciones en las precipitaciones a escala de tiempo submilenial, que coincide (y probablemente se complementa) con perturbación producto de erupciones volcánicas y fuego.

El máximo porcentaje de abundancia de *Eucryphia/Caldcluvia* observado en el registro polínico de Lago Pichilaguna (cercano al 55%) ocurre entre 3,8 y 4,1 ka (Figura 7.2), acompañado de descensos en Myrtaceae e *Hydrangea*, y es consistente con la reversión cálida registrada en Lago Condorito (Figura 7.7).

Los últimos ~3000 años el registro de Lago Pichilaguna muestra grandes cambios en la vegetación. A partir de 3,1 ka comienza un incremento en taxa arbóreas

del Bosque Nordpatagónico Siempreverde junto con un descenso de *Eucryphia/Caldcluvia*. Sin embargo, permanece el comportamiento oscilatorio de éste (en conjunto con *W. trichosperma*), con variaciones de hasta 10% en la abundancia en el caso de *Eucryphia/Caldcluvia*. Paralelamente, en Lago Pichilafquén el cambio hacia condiciones más frío/húmedas fue descrito a partir de 2,6 ka, con claras oscilaciones a escala de tiempo centenal. En particular, durante los últimos 2.600 años se registraron tres momentos de condiciones cálido/secas (entre 1,9 – 2,9; 0,69 – 0,75 y 0,32 – 0,43 ka) alternados con tres condiciones frío/húmedas (entre 1,5 – 1,9; 0,750– 1,1 y 0,45 – 0,69 años cal. AP) (Jara & Moreno, 2011). Por otra parte, Lago Condorito registra un evento cálido/seco entre 1,8 y 2,2 ka, concordante con el registro de Lago Pichilafquén, mientras que Lago Lepué describe un periodo de alta heterogeneidad vegetacional durante los últimos 2500 años.

El registro de Lago Pichilaguna muestra claras oscilaciones a escala de tiempo submilennial. Particularmente se registraron momentos frío/húmedos entre 2,3–2,5 ; 0,9–2 y 0,5–0,8 ka, y momentos relativamente cálido/secos entre 2,5–2,8 ; 2–2,2 ; 1–1,4 y 0,3–0,5 ka (Figura 7.3). Al comparar estos registros observamos que entre ~1,6–2,6 ka Lago Pichilafquén señala condiciones de menor precipitación y alza en la temperatura, periodo que en Lago Pichilaguna encontramos condiciones de mayor humedad. Finalmente, durante los últimos 800 años ambos sitios muestran agudización de las condiciones frío/húmedas, seguidas por una reversión cálida sobre la base del incremento de *Eucryphia/Caldcluvia* en torno a ~0,5 ka e incremento de especies exóticas y desaparición drástica del bosque a partir de 350 años AP (Figura 7.10).

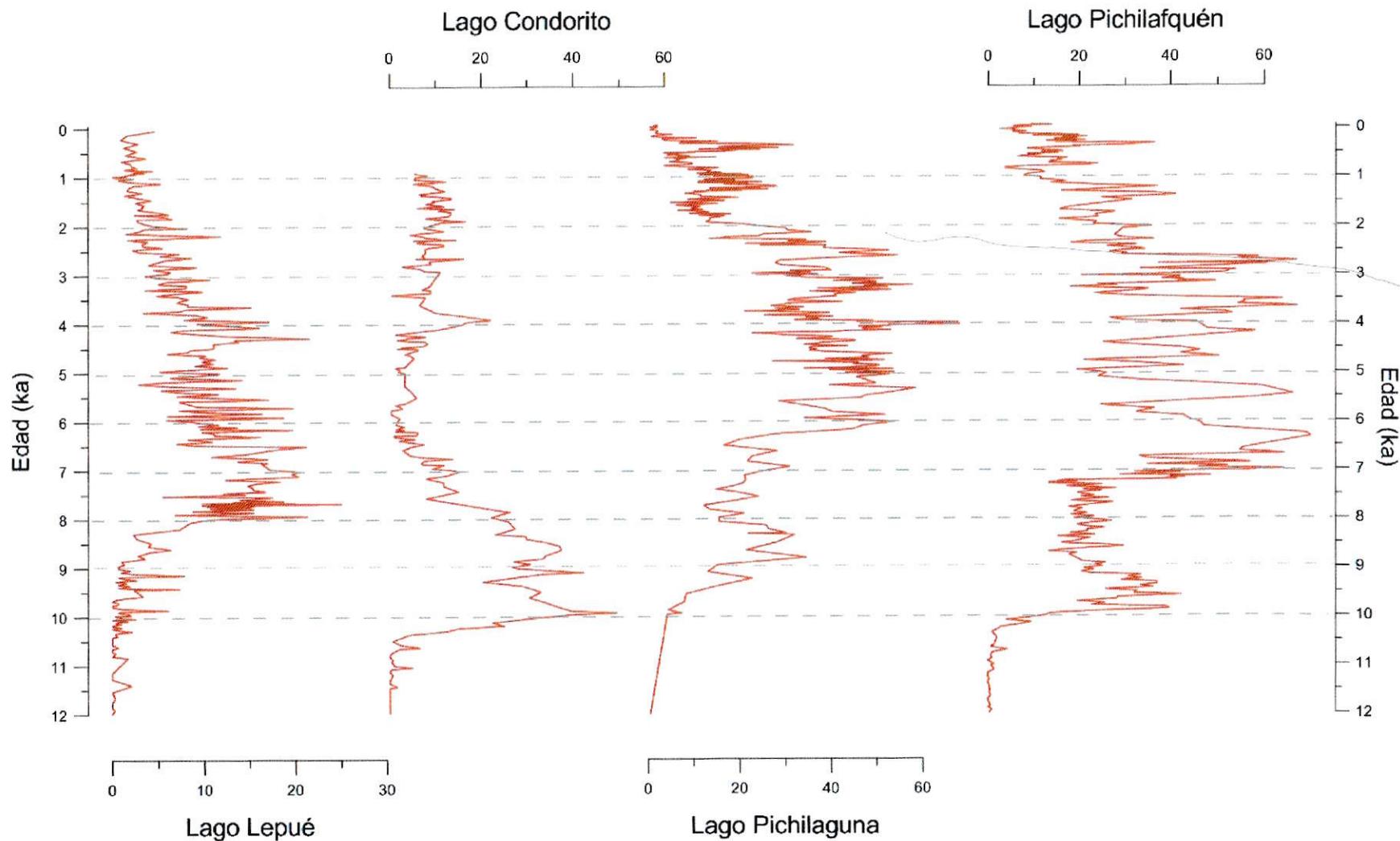


Figura 7.7 Diagrama comparativo del porcentaje de abundancia del palinomorfo *Eucryphia/Caldcluvia* (eje X) entre los lagos Lepué, Condorito, Pichilaguna y Pichilafquén, durante los últimos 12.000 años. Las líneas punteadas horizontales marcan intervalos de 1000 años. Notar que en el caso de Lago Lepué, el eje X alcanza un máximo de 30%, a diferencia de los otros sitios.

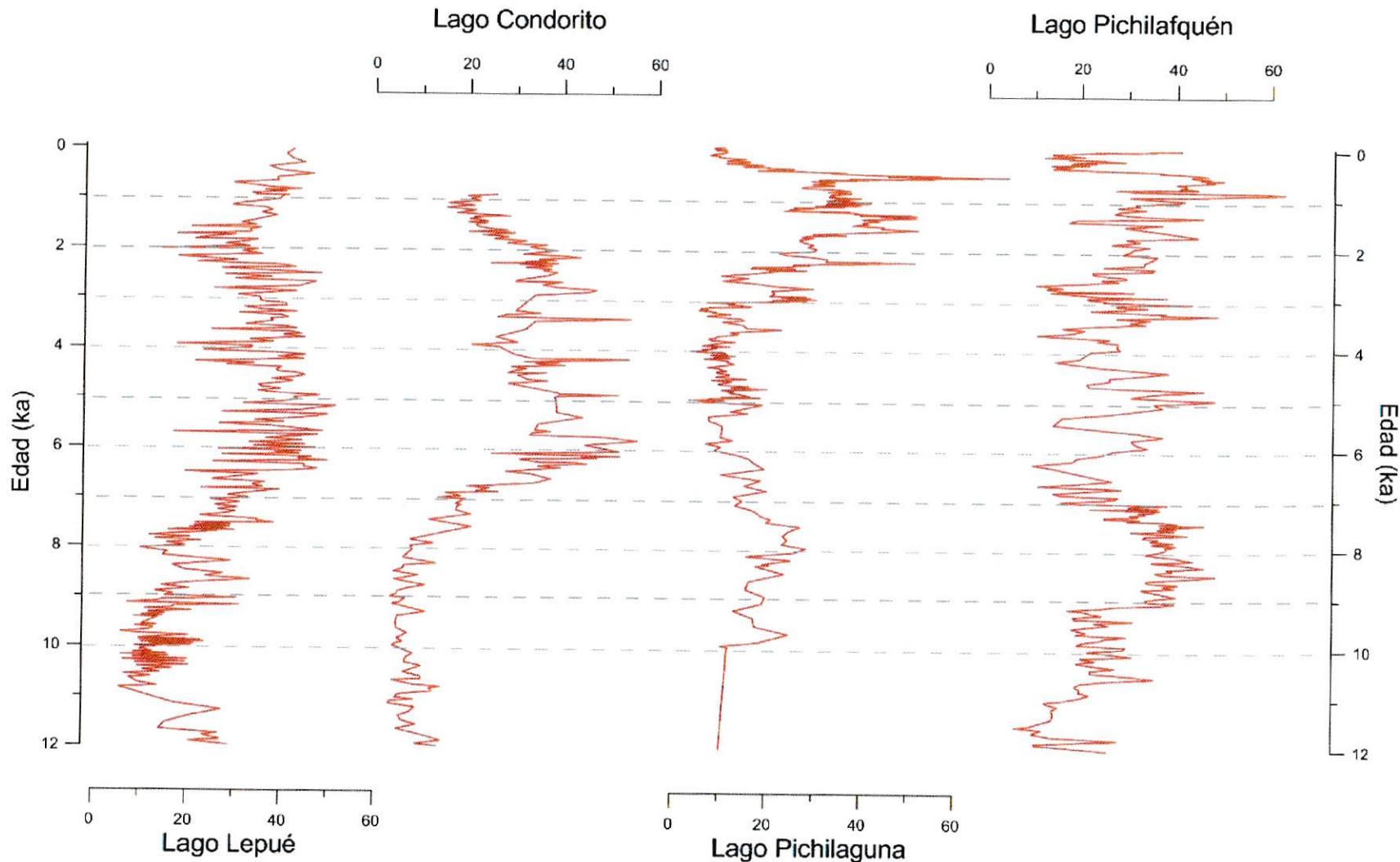


Figura 7.8 Diagrama comparativo del porcentaje de abundancia del polinomorfo *N. tipo dombeyi* (eje X) de los lagos Lepué, Condorito, Pichilaguna y Pichilafquén, durante los últimos 12.000 años. Las líneas punteadas horizontales marcan intervalos de 1000 años. Los sitios en el diagrama están ordenados, de derecha a izquierda, de mayor a menor latitud en la Región de Los Lagos chilena.

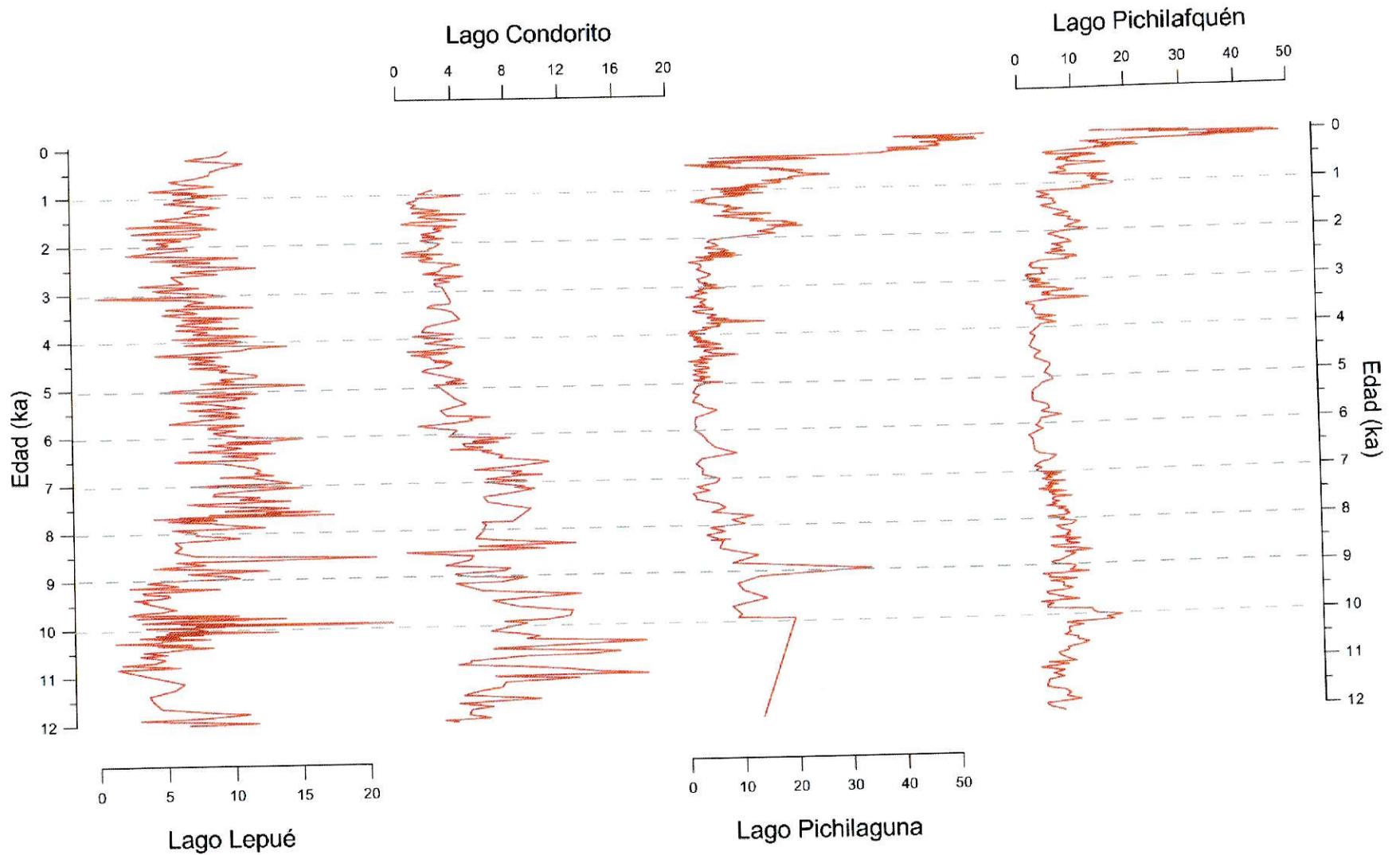


Figura 7.10 Diagrama comparativo del porcentaje de abundancia de la familia Poaceae (eje X) entre los sitios Lepué, Condorito, Pichilaguna y Pichilafquén, durante los últimos 12000 años. Los rangos de porcentaje de los ejes X varían para cada sitio. El incremento de Poaceae registrado en los últimos 500 años en los sitios Pichilaguna y Pichilafquén, se deben principalmente a la aparición de especies exóticas en la región.

7.3 INTERPRETACIÓN PALEOCLIMÁTICA E IMPLICANCIAS

Desde la etapa final del UMG y hasta la primera fase del Holoceno el registro polínico de Pichilaguna es consistente con la tendencia regional, replicando los principales eventos climáticos descritos en estudios anteriores, como la Terminación Glacial (a partir de 17,6 ka) y parte del Holoceno (desde los 10 ka). El sitio Huelmo, que actualmente es un pantano, registra este incremento de temperatura alrededor de 18 ka. Además de sus diferencias estratigráficas, los modelos de edad de ambos sitios fueron elaborados con metodologías y resolución temporal distintas, por lo que no es posible ahondar en la diferencia temporal. Más adelante aparecen divergencias entre señales climáticas de la región, primero en L. Pichilafquén (a 7,2 ka) y posteriormente en L. Pichilaguna (a ~6,4 ka). En éste último, el incremento de *Eucryphia/Caldcluvia* a 6,4 ka difiere con la tendencia observada en los lagos Condorito y Lepué, ubicados a ~43 y ~175 km de L. Pichilaguna respectivamente, mientras que en Lago Pichilafquén se atribuye este incremento a la perturbación por alta frecuencia de perturbación (Figura 7.7). Dado que la columna estratigráfica de Pichilaguna no registra niveles piroclásticos a partir de ~6 ka que permitan asociar el incremento de *Eucryphia/Caldcluvia* y CHAR a perturbación de este tipo, consideramos que responde a variaciones en la humedad que no alcanzan a ser sensadas por los sitios del sector de Puerto Montt y Chiloé, mientras que las variaciones en Lago Pichilafquén (ubicado al noreste de Lago Pichilaguna) podrían ser explicadas por la misma señal climática en conjunto con la perturbación local. Sin embargo, previo a 6,4 ka el registro polínico de Lago Pichilaguna es consistente con la tendencia regional, lo que implica que durante este periodo ocurre un

cambio en la señal climática que afecta de manera diferencial a la región. Otra posibilidad es que la magnitud de los cambios en el clima a nivel regional durante los últimos 7000 años sea menor que en la Terminación glacial y comienzos del Holoceno, permitiendo la expresión de divergencias locales y expresión de condiciones climáticas de menor magnitud. Probablemente, esta misma condición menos extrema es la que permita la expresión de la alta variabilidad climática observable en Lago Pichilaguna durante la segunda mitad del Holoceno, incluyendo los altos porcentajes de *Eucryphia/Caldcluvia* durante un periodo que en otros sitios de la región se registra como frío/húmedo.

Un estudio realizado por Moy y col. (2002) en Laguna Pallcacocha, Ecuador, indica la aparición, intensificación y dominancia de variabilidad climática adjudicable a eventos ENOS a partir de ~6,2 ka, cuya máxima frecuencia se encuentra entre 1,2 y ~5 ka. Adicionalmente, en el hemisferio sur se ha identificado un cambio desde un patrón simétrico en la circulación zonal de los Vientos del Oeste hacia un patrón asimétrico a partir de ~5 ka (Fletcher y Moreno, 2012), también atribuido a la influencia de El Niño sobre la costa oeste de Sudamérica. En Chile, durante años El Niño aumentan las lluvias invernales en la zona central, mientras que entre 38 y 41° S se presentan anomalías negativas en la precipitación estival (Montecinos & Aceituno, 2003). El registro de Lago Pichilaguna, y en particular la señal de *Eucryphia/Caldcluvia*, sugieren un incremento en la frecuencia de veranos secos a partir de ~6,5 ka con claras oscilaciones a escala de tiempo centenal, mientras que los mayores porcentajes de abundancia y magnitud de cambios en *Eucryphia/Caldcluvia* ocurren entre 3 y 5 ka, y luego comienza una

tendencia multimilenial hacia condiciones frío/húmedas, pero con claros intervalos cálido/secos entre 1 – 1,4 y 0,3 – 0,5 ka.

En consecuencia, la señal climática de Lago Pichilaguna obtenida sobre la base de las variaciones vegetacionales es consistente con los impactos regionales de actividad de ENSO en la actualidad. Si consideramos que periodos de alta recurrencia de años El Niño favorecen el incremento y permanencia a largo plazo de taxa tolerantes a veranos secos en la región. Esto da cuenta de las variaciones a escala centenal y milenial en las precipitaciones y la divergencia con los otros sitios de la región a partir de la segunda mitad del Holoceno. Por otra parte, es necesario considerar otros moduladores climáticos del hemisferio sur, como es el caso de SAM, cuyas variaciones en la diferencia de presión atmosférica presente en una fase positiva están correlacionadas positivamente con las temperaturas atmosféricas e inversamente relacionadas con la precipitación en Patagonia noroeste (Moy y col., 2009). Es decir, años con un índice de SAM positivo se asocian a veranos secos y cálidos, por lo que queda pendiente indagar su relación con los registros de la región, principalmente en la segunda mitad del Holoceno. Aún así, sitios como Lago Condorito, cercano a Lago Pichilaguna, deberían verse influenciados por esta señal climática. Una explicación posible para esta diferencia es la cercanía al mar de algunos sitios, ya que cuentan con una fuente permanente y estable de humedad atmosférica y efecto moderador de las temperaturas marinas. Lago Condorito, por ejemplo, se encuentra en la costa oeste del Seno de Reloncaví, y Lago Lepué se encuentra a ~175 km más al suroeste de Pichilaguna, en Isla Grande de Chiloé. De esta manera, el descenso de las precipitaciones de verano que afecta a la región y que se

aprecia en el sector del valle longitudinal, se vería amortiguado por la influencia oceánica sobre los sitios mencionados. Así mismo, la Cordillera de la Costa ejerce un efecto de sombra de lluvia ante el aporte constante de humedad del océano sobre la región, lo que explicaría la mayor variación climática observada en el registro de los lagos Pichilaguna y Pichilafquén, situados en el sector del Valle Longitudinal.

Finalmente, entre 0,5 y 3 ka se observa una reversión hacia condiciones frío/húmedas con predominio de taxa del bosque Nordpatagónico. Entre 1–1,4 ka se distinguen dos pulsos cálido/secos cuya edad se superpone con la Anomalía Climática Medieval, periodo de altas temperaturas y baja precipitación descrito ampliamente en el hemisferio norte (Stine, 1992; Bianchi y McCave, 1999, Hong Yan y col., 2011). Este periodo es sucedido por un drástico descenso en las temperaturas e incremento en las precipitaciones entre 0,5-0,9 ka durante el cual *N. tipo dombeyi* alcanza sus más altos porcentajes de abundancia ($\geq 60\%$) y que coincide con la etapa fría de la Pequeña Edad de Hielo (Villalba, 1994; Bianchi y McCave, 1999). A partir de 0,5 ka esta tendencia se revierte hacia condiciones cálido/secas, no obstante la perturbación antrópica modifica drásticamente el paisaje durante los últimos 350 años, impidiendo su interpretación climática.

8 – CONCLUSIONES

El registro de Lago Pichilaguna comienza a ~20 ka, registra la etapa final del UMG y muestra una vegetación del tipo matorral o Bosque Subantártico abierto. Entre ~18,8-20 ka se observa una tendencia al cierre parcial del bosque, situación que posteriormente se revierte entre 17,6-18,8 ka, en que se observa una agudización de las condiciones frías. A partir de ~17,6 ka comienza la Última Terminación Glacial con la aparición y/o incremento de especies arbóreas del bosque Nordpatagónico Siempreverde. La señal climática en el registro de Lago Pichilaguna a escala de tiempo multimilenial muestra las siguientes características:

- Entre 12,5 y 15 ka se observa una reversión fría y húmeda con el aumento de especies arbóreas criófilas.
- A los 12,5 ka comienza un periodo relativamente seco con el aumento de *W. trichosperma* y el carbón macroscópico. El registro está interrumpido por un hiato de ~2400 años entre 10 y ~12,4 ka.
- Entre ~8-10 ka se observan condiciones cálido/secas con incremento en la ocurrencia de fuego y expansión del bosque Valdiviano, particularmente los árboles *Eucryphia cordifolia* y *Caldcluvia paniculata*, lo que interpreto como menor influencia de los Vientos del Oeste sobre la región.
- A partir de ~8 ka se observa una tendencia hacia condiciones frío/húmedas, sin embargo a los 6,4 ka el segundo incremento de *Eucryphia/Caldcluvia* genera una

divergencia con la señal regional, además de una evidente señal climática a escala submilennial.

- Entre 3 y 6,4 ka incrementan especies del Bosque Valdiviano, en particular de *Eucryphia/Caldcluvia*, que muestra marcadas oscilaciones en su abundancia.
- Los últimos 3000 años presentan alta variabilidad climática. Entre 0,5 y 3 ka se observan condiciones frío/húmedas con incrementos de taxa del bosque Nordpatagónico. Luego, entre 0,3 y 0,5 ka nuevamente aumenta la temperatura y disminuyen las precipitaciones. Los últimos 350 años la vegetación cambia drásticamente debido a la perturbación antrópica ocasionada por el asentamiento de colonos europeos a la región de Los Lagos

Se observan claras variaciones a escala de tiempo centenal durante los últimos 5500 años, con intervalos cálido/secos entre: 4,9-5,5 ; 3,9-4,3 ; 3,1~3,5 ; 2,5-2,8 ; 2-2,2 ; 1-1,4 y 0,3-0,5 ka.

Los resultados e interpretaciones ya discutidos permiten entonces examinar los problemas y sus hipótesis correspondientes planteados en este trabajo:

- **Problema 1:** respecto a la extensión geográfica de la señal climática milenial (1100±400 años) descrita por otros sitios de la región (particularmente por Lago Condorito y Huelmo), el registro de Lago Pichilaguna muestra cambios en la estratigrafía previos al Holoceno a los 12,8; 15; 16,5; 17,6 y 18,8 ka. . Estos eventos replican a escala de tiempo milenial los cambios descritos en el registro de sitio

Huelmo, como el comienzo de la Terminación Glacial, el incremento de especies de bosque templado, la reversión a condiciones frío/húmedas a los ~15 ka y el incremento del fuego y *Weinmannia trichosperma*. Si bien no hay una coincidencia exacta en la cronología de dichos eventos, estas diferencias pueden deberse a calibración de edades, elaboración de modelos de edad y/o resolución temporal distinta entre los sitios comparados. Esto implica que la hipótesis 1 (ver sección 3) se cumple durante el UMG y la Terminación Glacial, dado que las variaciones climáticas identificadas en los sitios Huelmo y Condorito efectivamente responden a una señal climática que se extiende regionalmente. No es posible evaluar esta hipótesis entre 12,5 y 10 ka debido a la ausencia de registro. Posterior al hiato se observan eventos de cambio a los 8 y 6,4 ka, momento a partir del cual la señal de Lago Pichilaguna difiere de lo descrito en la región.

- **Problema 2:** acerca de cómo ha variado la señal climática a distintas escalas temporales, particularmente asociado a la precipitación:

El registro de Lago Pichilaguna presenta una alternancia entre periodos cálido/secos y frío/húmedos de aproximadamente 1500 años entre 12,5 y 20 ka, y que continúa (luego del hiato) en la primera mitad del Holoceno. Durante ese periodo la señal descrita se extiende regionalmente, lo que es consistente con variaciones en la posición y/o intensidad de los Vientos del Oeste según lo planteado en la hipótesis 2a. No obstante, a partir de la segunda mitad del Holoceno la señal climática difiere entre estos sitios, mostrando disminución en las precipitaciones e incremento de

especies termófilas y resistentes a estrés hídrico estival en Lago Pichilaguna, durante un periodo previamente descrito como frío y húmedo en la región.

Por otra parte, como fue planteado en la hipótesis 2b, el registro de L. Pichilaguna efectivamente muestra un cambio en la señal climática a partir de ~6,4 ka. Este cambio consistió en el incremento en los indicadores de condiciones cálido/secas, en los cuales se aprecia una alta variabilidad climática escala de tiempo submilenial. A partir de entonces destacan momentos particularmente intensos a los 5,5; ~ 4,1 y 1,3 ka, coherente con el incremento en la frecuencia de ENSO en el hemisferio sur.

- **Problema 3:** respecto de la divergencia de las señales entre sitios con distinto ambiente deposicional, el registro de Lago Pichilaguna presenta divergencias en la estratigrafía polínica con sitios cercanos (como Fundo Llanquihue) que durante el UMG fueron lagos de baja profundidad y que posteriormente se transformaron a pantanos, como lo plantea la hipótesis 3. Las principales diferencias observadas corresponden a una sobrerrepresentación de herbáceas y arbustos que habitan en ambientes sobre o en la periferia de pantanos como Asteraceae y Ericaceae, y en algunos casos de mirtáceas como *Tepualia stipularis*. Además, se encontraron diferencias en la señal de la especie acuática del género *Isoetes* entre los sitios de la región. Estas diferencias se atribuyen al tamaño, la profundidad y la forma de la cuenca, en particular a la existencia de terrazas o superficies extensas de ambiente somero que influyan en el tamaño de la población de la especie.

9 – BIBLIOGRAFÍA

- Abarzúa, A & Moreno, P.I. (2008). Changing fire regimes in the temperate rainforest region of southern Chile over the last 16,000 yr. *Quaternary Research*.
- Barker Stephen, Diz Paula, Vautravers Maryline J., Pike Jennifer, Knorr Gregor, Hall Ian R. & Broecker Wallace S. (2009). Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation, *Nature* 457, 1097-1102.
- Bennett, K. D., Haberle, S. G. & Lumley, S. H. (2000). The last glacial-Holocene transition in Southern Chile. *Science* 290, 325±328.
- Bertrand Sébastien, Charlet François, Charlier Bernard, Renson Virginie, Fagel Nathalie (2008). Climate variability of southern Chile since the Last Glacial Maximum: a continuous sedimentological record from Lago Puyehue (40°S), *Journal of Paleolimnology*, v. 39 I. 2, pp 179-195
- Bianchi, G., McCave, I.(1999). Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep ocean flow south of Iceland, *Nature* 397, 515
- Bond G, Showers W, Cheseby M, Lotti R, Almasi A, P. d, 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.
- Bond, G., B. Kromer, J. Beer, R. Muscheler, M. N. Evans, W. Showers, S. Hoffman, R. Lotti-Bond, I. Hajdas, and G. Bonani (2001), Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene, *Science*, 294, 2130–2136.
- Broecker, Wallace S., Denton, George H., Edwards, R. Lawrence, Cheng, Hai,

- Alley, Richard B., Putnam, Aaron E., (2010). Putting the Younger Dryas cold event into context. *Quaternary Science Reviews* 29, 1078-1081.
- Denton, G.H., Heusser, C.J., Lowell, T.V., y col, (1999)a. Interhemispheric linkage of paleoclimate during the last interglaciation. *Geografiska Annaler* 81A, 107–153.
 - Denton. G.H., Lowell. T.V., Moreno. P.I., Andersen. B, & Schluchter, C. (1999)b. Geomorphology, stratigraphy, and radiocarbon chronology of Llanquihue Drift in the area of the southern Lake District, Seno Reloncaví, and Isla Grande de Chiloé, Chile. *Geografiska Annaler* 81A: 167–229
 - Denton, G.H., Anderson, R.F., Toggweiler, J.R., Edwards, R.L., Schaefer, J.M., and Putnam, A.E. (2010) The last glacial termination: *Science*, v. 328, 1652, doi: 10.1126/science.1184119.
 - Denton, G.H. and Karlén, W. (1973) Holocene Climatic Variations - Their Pattern and Possible Cause. *Quaternary Research*. 3, 155-205
 - Faegri & Inversen, J. (1989). *Textbook of pollen analysis*. John Wiley & Sons Ltd. London. United Kindgdom. 327pp.
 - Fletcher, M.-S., Moreno, P. I. (2011) Zonally symmetric changes in the strength and position of the Southern Westerlies drove atmospheric CO₂ variations over the past 14 k.y.: *Geology*, published online on 29 March 2011, doi:10.1130/G31807.1
 - Fletcher Michael-Shawn, Moreno Patricio Iván (2012). Have the Southern Westerlies changed in a zonally symmetric manner over the last 14,000 years? A hemisphere-wide take on a controversial problem, *Quaternary International*. v

153, pp 32-46

- García, J. L., Kaplan, M. R., Hall, B. L., Schaefer, J. M., Vega, R. M., Schwartz, R., & Finkel, R. (2012). Glacier expansion in southern Patagonia throughout the Antarctic cold reversal. *Geology*, 40(9), 859-862.
- Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., & Marengo, J. (2009). Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3), 180-195.
- Garreaud René D. (2007). Precipitation and Circulation Covariability in the Extratropics, *American Meteorological Society*, v 20 Notes and correspondence, pp 4789 - 4797.
- Goslin William D., Bush Mark B., Hanselman Jennifer A., Chepstow-Lusty Alex (2008). Glacial-interglacial changes in moisture balance and the impact on vegetation in the southern hemisphere tropical Andes (Bolivia/Peru), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 159 i. 1, pp 35-50.
- Grimm, E. (1987). CONISS: A fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers and Geosciences*, V. 13, pp 13-35.
- Hajdas I, Bonani G, Moreno PI, Ariztegui D. (2003). Precise radiocarbon dating of Late-glacial cooling in mid-latitude South America. *Quaternary Research* 59: 70–78.
- Oliver Heiri, André F. Lotter, Gerry Lemcke (2001). Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results, *Journal of Paleolimnology*. v. 25 i.

1, pp 101-110.

- Heusser, C.J., Lowell, T.V., Heusser, L.E., Hauser, A., Andersen, B.G. and Denton, G.H., (1996): Full-glacial-late-glacial palaeoclimate of the Southern Andes: evidence from pollen, beetle, and glacial records. *Journal of Quaternary Science*, 11:173-184.
- Heusser, C.J., Heusser, L.E., Lowell, T.V., (1999). Paleocology of the Southern Chilean Lake District—Isla Grande de Chiloe' during middle-late Llanquihue glaciation and deglaciation. *Geografiska. Annaler* 81A, 231–284.
- Heusser, C.J., Heusser, L.E. (2006) Submillennial palynology and palaeoecology of the last glaciation at Taiquemo' (50,000 cal yr, MIS 2–4) in southern Chile. *Quaternary Science Reviews* 25: 446–454
- Heusser,, C.J. y Heusser, L.E. (2006). Submillennial palynology and palaeoecology of the last glaciation at Taiquemó (~50,000 cal yr, MIS 2–4) in southern Chile. *Quaternary Science Reviews*, v. 25 i. 5-6, pp 446-454.
- Heusser C, J. 1971. *Pollen and Spores of Chile*, The University of Arizona Press.
- Heusser CJ. (1974). Vegetation and climate of the southern Chilean lake district during and since the last Interglaciation. *Quaternary Research* 4: 190–315.
- Heusser, CJ., (1981): Palynology of the last interglacial-glacial cycle in midlatitudes of southern Chile. *Quaternary Research*, 16:293-321.
- Heusser, C.J.(1984). Late-Glacial-Holocene Climate of the Lake District of Chile. *Quaternary Research*, v. 22, pp 77-90.

- Heusser, C.I., (1989). LETTER TO THE EDITOR: Southern Westerlies during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Research* 31, 423-425.
- Heusser, C.J., (1990). Ice age vegetation and climate of subtropical Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 80, pp 107–127.
- Heusser, C.J. (1995). Three Late Quaternary pollen diagrams from Southern Patagonia and their palaeoecological implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 118 i. 1-2, pp 1-24.
- Heusser, C. J. (2003). *Ice Age in the Southern Andes: A Chronicle of Paleocological Events*. *Developments in quaternary Science* 3. Amsterdam: Elsevier B.V.
- Hong Yan, Liguang Sun, Yuhong Wang, Wen Huang, Shican Qiu & Chengyun Yang (2011). A record of the Southern Oscillation Index for the past 2,000 years from precipitation proxies. *Nature Geoscience*, v. 4, pp 611-614.
- Imbrie J., Boyle E. A., Clemens S. C., Duffy A., Howard W. R., Kukla G., Kutzbach J., Martinson D. G., McIntyre A., Mix A. C., Molfino B., Morley J. J., Peterson L. C., Pisias N. G., Prell W. L., Raymo M. E., Shackleton N. J., Toggweiler J. R. (1992) The structure and origin of major glaciation cycles. Part 1: Linear responses to Milankovitch forcing: *Paleoceanography*, v. 7, p. 701–738
- Jara Ignacio A., Moreno Patricio I. (2012). Temperate rainforest response to climate change and disturbance agents in northwestern Patagonia (41°S) over the last 2600 years. *Quaternary Research*, v.77 i. 2, pp 125-144.
- Jara Ignacio A. (2010) Registro Paleoecológico del efecto de los regímenes de

perturbación sobre el bosque templado del sur de Chile, en un contexto de cambio climático durante el Holoceno. Tesis de magister, Facultad de Ciencias, Universidad de Chile.

- Kaplan Michael R., Schaefer Joerg M., Denton George H., Barrell David J. A., Chinn Trevor J. H., Putnam Aaron E. , Andersen Bjørn G., Finkel Robert C., Schwartz Roseanne & Alice M. Doughty (2010). Glacier retreat in New Zealand during the Younger Dryas stadial. *Nature*, v. 467, pp 194-197.
- Kitzberger Thomas, Veblen Thomas T., Villalba Ricardo (1997). Climatic influences on fire regimes along a rain forest-to-xeric woodland gradient in northern Patagonia, Argentina. *Journal of Biogeography*, V. 24 I. 1, pp. 35-47.
- Mercer, J. H., and Laugenie, C. (1973). Glacier in Chile ended a major readvance about 36,000 years ago: some global comparisons. *Science* 182, 1017-1019.
- Lamy, F., Kilian, R., Arz, H. W., Francois, J. P., Kaiser, J., Prange, M., & Steinke, T. (2010). Holocene changes in the position and intensity of the southern westerly wind belt. *Nature Geoscience*, 3(10), 695-699.
- Lowell, T.V., Heusser, C.J., Andersen, B.G., Moreno, P.I., Hauser, A., Heusser, L.E., Schlichter, C., Marchant, D.R. and Denton, G.H., (1995): Interhemispheric correlation of late Pleistocene glacial events. *Science*, 269:1541-1549.
- Markgraf, V. (1989) Reply to Heusser's "Southern Westerlies during the Last Glacial Maximum". *Quaternary Research*, 31:426-432.
- Marshall, G. J. (2003). Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. *Journal of Climate*, 16(24), 4134-4143.

- Montecinos A., Aceituno P., (2003). Seasonality of the ENSO-related rainfall variability in Central Chile and associated circulation anomalies. *American Meteorological Society* 16, 281-296.
- Moreno PI, Jacobson GL, Andersen BG, Lowell TV, Denton GH. (1999). Abrupt vegetation and climate changes during the last glacial maximum and the last Termination in the Chilean Lake District: a case study from Canal de la Puntilla (41° S). *Geografiska Annaler Series A—Physical Geography* 81: 285–311.
- Moreno, P. I., Jacobson, G. L., Lowell, T. V. & Denton, G. H.(2001). Interhemispheric climate links revealed by a late-glacial cooling episode in southern Chile. *Nature* 409, 804–808
- Moreno, P.I.; François, J.P.; Villa-Martínez, R.P.; Moy C.M. (2009a). Millennial-scale variability in Southern Hemisphere westerly wind activity over the last 5000 years in SW Patagonia, *Quaternary Science Reviews*, v. 28 i. 1–2, pp. 25–38
- Moreno, P. I., Kaplan, M. R., Francois, J. P., Villa-Martínez, R., Moy, C. M., Stern, C. R., & Kubik, P. W. (2009b). Renewed glacial activity during the Antarctic cold reversal and persistence of cold conditions until 11.5 ka in southwestern Patagonia. *Geology*, 37(4), 375-378.
- Moreno, P.I.; François, J.P.; Moy C.M; Villa-Martínez, R.P. (2010). Covariability of the Southern Westerlies and atmospheric CO₂ during the Holocene. *Geology*, v. 38; no. 8; p. 727–730; doi: 10.1130/G30962.1
- Moreno P.I., León A.L., (2003). Abrupt vegetation changes during the last Glacial–Holocene transition in mid-latitude South America. *Journal of Quaternary Science* 18, 787–800.

- Moreno, P.I., (1997): Vegetation and climate near Lago Llanquihue in the Chilean Lake District between 20 200 and 9500 14C yr BP. *Journal of Quaternary Science*, 12:485-500.
- Moreno P.I., (2004). Millennial-scale climate variability in northwest Patagonia over the last 15,000 yrs. *Journal of Quaternary Science* 19, 35–47.
- Moy, C.M., Seltzer, G.O., Rodbell, D.T., and Anderson, D.M., (2002), Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene: *Nature*, v. 420, p. 162–165, doi: 10.1038/nature01194.
- Moy, C.M., Dunbar, R.B., Moreno, P.I., Francois, J.P., Villa-Martínez, R., Mucciarone, D.M., Guilderson, T.P., and Garreaud, R.D. (2008). Isotopic evidence for hydrologic change related to the westerlies in SW Patagonia, Chile, during the last millennium: *Quaternary Science Reviews*, v. 27, p. 1335–1349, doi: 10.1016/j.quascirev.2008.03.006.
- Moy C. M., Moreno P. I., Dunbar Robert B., Kaplan Michael R., Francois Jean-Pierre, Villalba Ricardo, Haberzettl Torsten (2009). Climate Change in Southern South America During the Last Two Millennia. *Developments in Paleoenvironmental Research*, V. 14, pp 353-393.
- Parra O., Marticorena C., 1972. Granos de pollen de plantas chilenas II. *Compositae – Mutisieae*. Universidad de Concepción, Chile.
- Pesce, Oscar Hernán (2011). Variabilidad climática y vegetacional a escalas de tiempo milenial-submilenial durante los últimos 18.000 años en Lago Lepué, Isla grande de Chiloé. Chile. Tesis de magister, Facultad de Ciencias, Universidad de Chile

- Power, M.J., y 83 colaboradores (2008). Changes in fire activity since the Last Glacial Maximum: an assessment based on a global synthesis and analysis of charcoal data. *Climate Dynamics*, 30(7-8), 887-907.
- Putnam, A. E., Denton, G. H., Schaefer, J. M., Barrell, D. J., Andersen, B. G., Finkel, R. C., ... & Schlüchter, C. (2010). Glacier advance in southern middle-latitudes during the Antarctic Cold Reversal. *Nature Geoscience*, 3(10), 700-704.
- Rodríguez, R. R., Matthei, S. O., & Quezada, M. M. (1983). *Flora arbórea de Chile*. Chile, Editorial de la Universidad de Concepción.
- Rojas, M., Moreno, P.I., Kageyama, M., Crucifix, M., Hewitt, C., Abe-Ouchi, A., Ohgaito, R., Brady, E.C., and Hope, P., (2009), The Southern Westerlies during the Last Glacial Maximum in PMIP2 simulations: *Climate Dynamics*, v. 32, p. 525–548
- Sagredo, E. A., Moreno, P. I., Villa-Martínez, R., Kaplan, M. R., Kubik, P. W., & Stern, C. R. (2011). Fluctuations of the Última Esperanza ice lobe (52 S), Chilean Patagonia, during the last glacial maximum and termination 1. *Geomorphology*, 125(1), pp. 92-108.
- Schmithüsen, J., (1956). Die räumliche Ordnung der chilenischen Vegetation. *Bonner Geographische Abhandlungen* 17, 1–86.
- Stine, S. (1994). Extreme and persistent drought in California and Patagonia during medieval time. *Nature* 369: 546-549
- Toggweiler, J. R., Russell, J. L., & Carson, S. R. (2006). Midlatitude westerlies, atmospheric CO₂, and climate change during the ice ages. *Paleoceanography*, 21: 2.

- Valero - Garcés, B. L., Jenny, B., Rondanelli, M., Delgado - Huertas, A., Burns, S. J., Veit, H., & Moreno, A. (2005). Palaeohydrology of Laguna de Tagua Tagua (34 30' S) and moisture fluctuations in Central Chile for the last 46 000 yr. *Journal of Quaternary Science*, 20 (7 - 8), 625-641.
- Villagrán, C. (1980). Vegetationsgeschichtliche und pflanzensoziologische Untersuchungen im Vicente Perez Rosales Nationalpark (Chile). *Dissertationes Botanicae* 54: 1-165.
- Villagrán, C. (1985). Análisis palinológico de los cambios vegetacionales durante el Tardiglacial y Postglacial en Chiloé. *Revista Chilena de Historia Natural*, 58: 57-69.
- Villagrán, C. (1988). A Late Quaternary vegetation of Southern Isla Grande de Chiloé, Chile. *Quaternary Research*, 29: 294-306.
- Villaba, R. (1994). Tree-Ring and Glacial Evidence for the Medieval Warm Epoch and the Little Ice Age in Southern South America. *Climatic Change* v. 26, pp 183-197.
- Whitlock, C., Moreno, P I. & Bartlein, P. (2007). Climatic controls of Holocene fire patterns in southern South America, *Quaternary Research* v. 68, pp 28-36.