

UCH-FC
MAG-EBE
C 266
C.1

**VEGETACIÓN Y CLIMA POSTGLACIAL EN ÚLTIMA
ESPERANZA, PATAGONIA SUR DE CHILE**

Tesis

Entregada a la Universidad de Chile
En cumplimiento parcial de los requisitos
Para optar al grado de

Magíster en Ciencias Biológicas con mención en Ecología y Biología
Evolutiva

Por

MACARENA LUCÍA CÁRDENAS FUENZALIDA

Diciembre, 2006



Tutor de Tesis: Dr. Patricio Moreno M

Co-Tutor: Dr. Rodrigo Villa Martínez

**FACULTAD DE CIENCIAS
UNIVERSIDAD DE CHILE**

**INFORME DE APROBACION
TESIS DE MAGÍSTER**

Se informa a la Escuela de Postgrado de la Facultad de Ciencias que la Tesis de Magíster presentada por el candidato

Macarena Lucía Cárdenas Fuenzalida

Ha sido aprobada por la comisión de Evaluación de la tesis como requisito para optar al grado de Magíster en Ciencias, en el examen de Defensa de Tesis rendido el día 27, de Septiembre del 2006.

Director de Tesis:

Dr Patricio I. Moreno



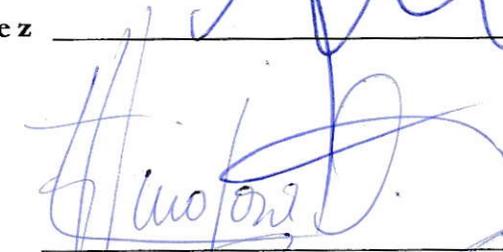
Co-Director de Tesis:

Dr Rodrigo Villa Martínez

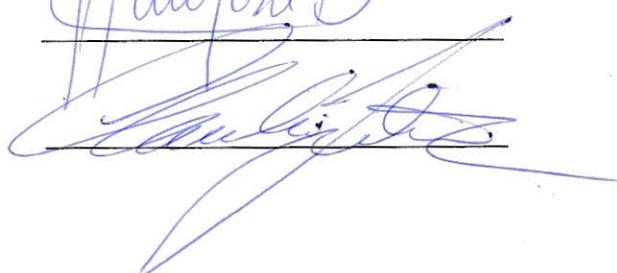


Comisión de Evaluación de la Tesis:

Dr. Felipe Hinojosa



Dr. Claudio Latorre

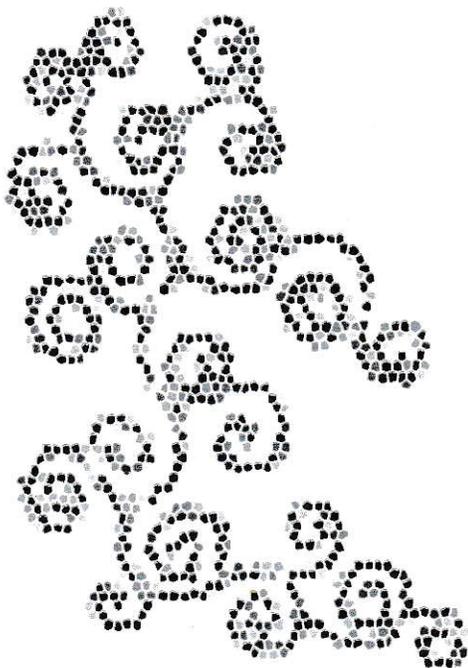




A mi familia

A los que creyeron en mi

Al esfuerzo



Agradecimientos

A Patricio Moreno, por darme oportunidades que nunca imaginé. Por instruirme en el entendimiento y análisis más allá de lo evidente en el plano de los estudios y por enseñarme a superarme enormemente a mi misma, tanto académica como personalmente.

A Rodrigo Villa, por el increíble apoyo, infinita paciencia y compañía que hicieron de este complejo proceso de aprendizaje mucho más llevadero.

A mis compañeros y amigos de laboratorio Jean Pierre François, Esteban Loreto, Carolina Díaz y Marcela por su paciencia, apoyo y aporte tanto en lo académico como personal.

A mis amigos extra Universidad, quienes me llenaron de sonrisas y conversaciones durante este período de estudios, llenándome de energía y valor día a día.

A las personas más importantes de mi vida, mi familia y mi madre en especial, quienes supieron decir las palabras perfectas en los momentos precisos. Que supieron leer mis actos y transformar los suyos en infinita tolerancia y apoyo para conmigo.

A Jose Luis Morales, quien me llenó de optimismo y tranquilidad en innumerables oportunidades de cansancio.

A la Facultad de Ciencias de la Universidad de Chile, Instituto Milenio de Ecología y Biodiversidad y a Fondecyt #1040204, quienes confiaron en mi y permitieron que realizara mis estudios al premiarme con becas de estudio y de asistencia a congresos.

Al Centro de Estudios del Cuaternario (CEQUA) de la Universidad de Magallanes, a Alfredo Prieto del Centro de Estudios del Hombre Austral del Instituto de la Patagonia, a Cathy Whitlock de Montana State University, EE.UU, a Daniel Ariztegui de Université de Genève, Suiza, Christopher Moy de Stanford University, EE.UU y Michael Kaplan de The University of Edimburgh, Escocia, por su confianza en mi, por sus generosos aportes y ayuda para desarrollar una investigación sólida e informada.

TABLA DE CONTENIDOS

Lista de Tablas y Figuras	iv
CAPÍTULO 1	1
Marco Teórico	1
Objetivos	6
Objetivo general	6
Objetivos específicos	7
Hipótesis	7
Referencias	11
CAPÍTULO 2	17
ESTUDIO DE LOS CAMBIOS VEGETACIONALES Y DE FUEGO DURANTE EL ULTIMO MILENIO EN PUERTO NATALES (51°S), PATAGONIA SUR	17
Introducción	17
Materiales y Métodos	23
Resultados	25
Discusión	27
Conclusiones	29
Referencias	30
CAPÍTULO 3	42
TRANSICIÓN GLACIAL-POSTGLACIAL EN ÚLTIMA ESPERANZA (51°), PATAGONIA SUR	42
Introducción	42
Área de estudio	45
Materiales y Métodos	47
Resultados	49
Discusión	52
Conclusiones	58
Referencias	60

LISTA DE TABLAS Y FIGURAS

CAPÍTULO 1

Figura 1: Mapa general de Patagonia sur y Tierra del fuego (arriba derecha). Mosaico de fotos aéreas que muestra el área de Última Esperanza (grande).*: sitio Eberhard; 1. Lago Dorotea; 2. Morrena Dos Lagunas; 3. Lago Sofia; 4. Cerro y Vega Benítez; 5. Cueva del Mylodon; 6. Seno última Esperanza; 7. Puerto Natales; 8. Península Antonio Varas.

Figura 2: Esquema de las isoyetas e isotermas en el área de Patagonia Norte, Centro y Sur. Notar el gradiente de disminución de las precipitaciones de oeste a este producida por los vientos del oeste alrededor de la latitud 50°S.

CAPÍTULO 2

Tabla 1: Localización y altitud de transectos de vegetación en el área en Última Esperanza, Península de Antonio Varas, Lago Porteño y Torres del Paine.

Tabla 2. Dataciones radiocarbónicas y edades calibradas (mediana de la probabilidad, con CALIB 5.0) del testigo PS0603SC y PS0401B de Lago Eberhard.

Figura 1: A la izquierda, figura de la Región de Magallanes. A la derecha, imagen digital de foto satelital en que se destaca el sitio Eberhard, y sitios cercanos de interés (Cerro Benítez, Lago Sofia, Lago Dorotea).

Figura 2: Imagen satelital con los puntos de censo de vegetación en el área de Última Esperanza, Península de Antonio Varas, Lago Porteño y Torres del Paine. Ver Tabla 1 para características de cada sitio.

Figura 3: Transectos de vegetación expresados en porcentajes relativos de taxa respecto a las unidades de vegetación censadas en cada sitio (Transectos: 1-15) especificados en al figura 2 y tabla 1; A. Diagrama con los porcentajes de taxa arbóreos y helechos; B. Diagrama con los porcentajes de taxa arbustivos y gramíneas.

Figura 4: Diagrama de porcentajes de lluvia de polen correspondiente a la unidades de vegetación muestreadas. **A.** Diagrama con los porcentajes de taxa polínicos arbóreos y de esporas de helechos; **B.** Diagrama con los porcentajes de taxa polínicos arbustivos y de gramíneas.

Figura 5. Columna estratigráfica y resultados de pérdida por ignición del testigo PS0401SC obtenido en Lago Eberhard. En el eje *y* se muestran las profundidades del testigo, considerando la columna de agua del lago.

Figura 6: Gráfico de las edades radiocarbónicas calibradas (Tabla 2) respecto a la profundidad de sedimento. El modelo de edad fue construido mediante interpolación lineal.

Figura 7A. Diagrama de porcentajes con los resultados del recuento de polen y esporas del testigo PS0401SC extraído de la interfase agua-sedimento de Lago Eberhard. En el eje *y* se muestran las profundidades de los niveles de polen en los sedimentos, considerando la profundidad del la columna del agua; también se muestran en este eje las fechas obtenidas de las dataciones radiocarbónicas; en el eje *x* se muestran los porcentajes de cada taxón.

Figura 7B. Diagrama de porcentajes con los resultados del recuento de polen y esporas del testigo PS0401SC extraído de la interfase agua-sedimento de Lago Eberhard. En el eje *y* se muestra el modelo de edades calendario obtenidos de interpolación lineal (Figura 6, Tabla 2). En el eje *x* se encuentran los valores de porcentajes relativos para cada uno de los taxa identificados. Las zonas polínicas fueron creadas a partir del análisis de cluster CONISS (dendrograma) acotado estratigráficamente, en conjunto con su ensamble polínico.

Figura 8. Resultados del análisis de partículas macroscópicas de carbón del registro interfase agua-sedimento (PS0603SC) del Lago Eberhard con el programa CHAPS. La línea punteada separa las zonas definidas por CONISS para el registro polínico (Figura 7B).

CAPÍTULO 3

Tabla 1: Dataciones radiocarbónicas y edades calibradas (mediana de la probabilidad, con CALIB 5.0) de los testigos PS0401B y PS0301A del sitio Eberhard.

Tabla 2: Edades radiocarbónicas y calibradas (mediana de la probabilidad), obtenidas de niveles asociados a tefras en otros registros de Patagonia sur en el contexto de este estudio, cuyas tefras fueron identificadas por Charles Stern (comunicaciones personales).

Figura 1: A la izquierda, figura de la Región de Magallanes. A la derecha, imagen digital de foto satelital en que se destaca el sitio Eberhard, y sitios cercanos de interés (Cerro Benítez, Lago Sofía, Lago Dorotea).

Figura 2: Registros de los testigos PS0301A, PS0401B, PS0401C, PS0401D y PS0401E con % de materia orgánica y % de carbonatos como resultado de pérdida por ignición. En el eje y se muestran las profundidades respecto a la superficie del lago. Las líneas punteadas permiten señalar la clara correlación estratigráfica entre los testigos lacustres.

Figura 3: Gráfico con las dataciones radiocarbónicas (línea inferior punteada con triángulos) y edades calibradas (mediana de la probabilidad, línea superior con círculos) respecto a la profundidad de sedimento. El trazo continuo corresponde a la línea de tendencia polinomial de tercer orden para ambas escalas de edad durante el período Pleistoceno tardío. Las ecuaciones pertenecen a las regresiones de tercer orden para cada modelo de edad. El modelo de edad del Holoceno fue construido mediante interpolación lineal para ambas escalas de edad.

Figura 4: Mosaico de imágenes digitales de las radiografías tomadas al testigo PS0401B (Lago Eberhard). Cada segmento corresponde a aproximadamente 1m de sedimento, extraídos en forma continua. La base de cada segmento se continúa con el tope del siguiente, de modo que la base del testigo del extremo derecho de la imagen, corresponden a los sedimentos más antiguos y el tope del testigo del extremo izquierdo, los sedimentos más jóvenes.

Figura 5. Columna estratigráfica y resultados de PPI del testigo PS0401B de Lago Eberhard. Se muestran las dataciones radiocarbónicas y la escala de profundidades en el eje y (respecto a la superficie del lago). En el eje x se observa algunos de los parámetros determinados a través de

PPI. Las líneas punteadas representan los límites de cada segmento extraídos representados a la derecha por los códigos.

Figura 6: Diagrama de porcentajes con los resultados del recuento de polen y esporas del registro completo del testigo PS0401B extraído de Lago Eberhard. En el eje *y* se muestra el modelo de edades calendario (Figura 3). El eje *x* se encuentran los valores de porcentajes relativos para cada uno de los taxa identificados. Las zonas polínicas fueron definidas de acuerdo al ensamble polínico y características estratigráficas.

Figura 7A: Diagrama de porcentajes con los resultados del recuento de polen y esporas del testigo PS0401B para el período restringido entre 12.8-10.6 ka cal AP. En el eje *y* se muestran las profundidades de los niveles de polen en los sedimentos, considerando la profundidad del la columna del agua; también se muestran en este eje las fechas obtenidas de las dataciones radiocarbónicas; en el eje *x* se muestran los porcentajes de cada taxón.

Figura 7B: Diagrama de porcentajes con los resultados del recuento de polen y esporas del testigo PS0401B para el período restringido entre 12.8-10.6 ka cal AP. En el eje *y* se muestra el modelo de edad calendario (Figura 3). El eje *x* se encuentran los valores de porcentajes relativos para cada uno de los taxa identificados. Las zonas polínicas fueron definidas de acuerdo al análisis de cluster (CONISS, dendrograma) y del ensamble polínico.

Figura 8: Resultados del análisis de partículas macroscópicas de carbón del registro interfase agua-sedimento (PS0401B) del Lago Eberhard con el programa CHAPS. La línea punteada separa las zonas definidas por CONISS para el registro polínico (Figura 7B).

Figura 9: Diagrama resumido de porcentajes de polen, PPI e influjo de partículas de carbón del registro proveniente de PS0401B. Las zonas de división son aquellas generadas a partir de CONISS (Figura 7B).

CAPÍTULO 1

MARCO TEÓRICO

Durante el máximo de la Última Glaciación, entre 25-17.5 ka cal AP (ka= 1000 años), grandes áreas continentales fueron cubiertas por importantes volúmenes glaciares a escala global. Las latitudes templadas de Sudamérica oeste fueron cubiertas por el Manto de hielo Patagónico, el cual se restringió a los Andes y sectores adyacentes desde los 38°S a los 55°S, alcanzando la costa pacífica desde los 43°S hacia el sur (Holling y Schilling, 1981). Durante el período de tiempo siguiente (17.5-11.5 ka cal AP), se desarrolló el término de la Última Glaciación al retirarse los hielos de su posición de máxima extensión, involucrando una serie de cambios climáticos abruptos (cambios climáticos de gran magnitud en periodos breves de tiempo) que sacudieron el Hemisferio Norte con repercusiones a nivel global (Stocker, 2002). En Patagonia (48-52°S), Chile, los cambios climáticos ocurridos cerca del término de este período (11.5 ka cal AP) generaron el colapso y retiro glacial, dando paso al presente interglacial (McCulloch et al., 2000).

La discusión en torno la secuencia de eventos y mecanismos subyacentes a la gran reorganización del sistema climático global durante el período que abarca la transición glacial-postglacial ha resultado polémica. Esto es porque el entendimiento de la correlación interhemisférica de estos eventos, puede dar luces acerca de los procesos controladores de los cambios climáticos abruptos a nivel global (Broecker, 1990; Broecker, 1998a). Mediante comparaciones de registros isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$ y δD) obtenidos a partir de testigos de hielo de Groenlandia y Antártica, se ha detectado que la transición del Último Máximo Glacial al Holoceno (25-11.4 ka cal AP) (Mix et al., 2001) fue marcada por significativas fluctuaciones climáticas (Björk et al., 1998; Masson et al., 2000; Mix et al., 2001; Morgan, 2002; Stenni et al., 2001; Stocker, 2000; Weaver et al., 2003). Una notable característica del período en cuestión, es la anticorrelación climática sugerida de la comparación de los testigos de hielo polares GISP2 (Groenlandia) y Byrd (Antártica). A partir de estos resultados se formuló la hipótesis del Balancín Bipolar (Broecker, 1998a; Broecker, 1998b; Broecker, 1990; Stocker, 2002; Stocker, 1998) a través de la cual se postula que los ciclos glaciales del Cuaternario fueron dominados por abruptas reorganizaciones en el sistema océano-atmósfera. Tales

reorganizaciones estarían conducidas por cambios promovidos orbitalmente sobre el transporte de agua dulce, impactando la estructura salina del mar (Broecker y Denton 1990). La alternancia de generación de aguas profundas entre el Océano Noratlántico y Océano sur (Broecker, 1998b; Broecker, 1990), perceptible como cambios en la temperatura atmosférica (Sowers y Bender, 1995) y delta ^{14}C (Hughen et al., 1998), sería el mecanismo causal más probable para explicar las tendencias climáticas durante la Última Terminación, dada su gran influencia en el transporte de temperatura a nivel interhemisférico (Charles et al., 1996).

En el proceso de comprensión de las diferencias cronológicas con que ocurrieron estos cambios climáticos, se generó distintas hipótesis que explicarían estas discrepancias a nivel interhemisférico: (1) condición en “fase”: de acuerdo al cual el patrón y cronología de eventos paleoclimáticos fueron sincrónicos a nivel global (Denton et al. 1999, Lowell et al. 1995, Moreno et al. 2001); (2) condición “fuera de fase”: en donde la cronología de eventos daría cuenta de cambios climáticos determinados por uno de los hemisferios, induciendo éste los cambios en el otro en forma desfasada (Sowers et al. 1995, Broecker 1998a); y (3) condición en “antifase”: en donde el patrón de eventos es el mismo entre hemisferios, pero con una cronología alternada (Blunier et al. 1998, Bender et al. 1999). Como consecuencia de esta diferenciación hipotética, se acepta la idea de que los cambios climáticos ocurridos en cada hemisferio durante la Última Terminación, tendrían una cronología y dirección según asociación oceánica a su extremo polar correspondiente (Broecker, 1998a; Stocker, 2002; Stocker, 1998).

A partir del estudio de registros terrestres es posible testear la globalidad de las señales paleoclimáticas ocurridas en ambos hemisferios polares durante el período de terminación de la Última Glaciación (17.5-11.5 ka cal AP). Mediante la comparación de éstos con los testigos provenientes de hielos polares, se ha extrapolado la cronología de cada polo a su hemisferio correspondiente. Sin embargo, de esta actividad ha surgido también una llamativa semejanza en algunos registros de las latitudes medias del hemisferio sur, con cambios ocurridos en el hemisferio norte (Ariztegui et al., 1997; Denton et al., 1999a; Hajdas et al., 2003; Heusser, 1993; Heusser et al., 1995; Heusser et al., 1996a; Heusser y Rabassa, 1987; Lowell et al., 1995; Moreno et al., 2001; Rabassa y Clapperton, 1990) contradiciendo la teoría del Balancín Bipolar. Determinar la cronología y señal de cambios paleoclimáticos ocurridos en Patagonia Sur (48-53°S), es de gran importancia para contribuir al discernimiento de los mecanismos

involucrados en los grandes cambios climáticos a escala global, ocurridos desde el término de la última glaciación.

Los cambios climáticos abruptos ocurridos durante el período de transición glacial-postglacial (17.5-11.5 ka cal AP), involucraron variaciones de gran magnitud en la temperatura y otras variables climáticas en períodos cortos de tiempo (escala milenial a centenal). Así como durante el último período glacial sucedieron 24 períodos de enfriamiento y calentamiento abruptos (eventos Dansgaard-Oeschger) (Dansgaard et al., 1993; Wunsch, 2006), durante la transición glacial- postglacial también se evidencian cambios de esta índole (Gagosian, 2003; Wunsch, 2006). La distinción de cambios climáticos abruptos se inició con los estudios en testigos de hielo (Alley et al., 1999; Alley et al., 1993; Bender et al., 1999; Björk et al., 1998; Dahl-Jensen, 1998; Mix et al., 2001; Morgan, 2002) y prosiguieron con la discriminación de éstos, en registros paleoclimáticos terrestres. El evento de enfriamiento Younger Dryas del hemisferio norte (12.8-11.5 ka cal AP) es el cambio climático abrupto mejor documentado. Este involucró una dramática reorganización del sistema climático, durante el cual se retornó a condiciones de extremo glacial en tan sólo decenas de años, luego de haber comenzado ya el calentamiento que daría término al último período glacial (Alley, 2000; Alley et al., 1999; Alley et al., 1993; Bender et al., 1999; Björk et al., 1998; Dahl-Jensen, 1998; Mix et al., 2001; Morgan, 2002). Caracterizar la magnitud y extensión geográfica de estos eventos climáticos es de gran importancia para establecer su influencia y efectos a nivel global, además de permitirnos distinguir posibles cambios climáticos abruptos a futuro, promovidos por cambios en el ambiente inducidos a través del hombre (Alley, 2000).

En la actualidad existe escasez de registros paleoclimáticos terrestres en las latitudes medias del hemisferio sur que permitan poner a prueba la representatividad regional o hemisférica de los registros de hielo polares. Más específicamente, no existen registros que permitan determinar en detalle los cambios vegetacionales y climáticos desarrollados en el sector andino de Patagonia Sur, desde y durante el término de la última glaciación.

El sector Seno Última Esperanza, ubicado en Patagonia sur-oeste (figura 1) (51°S, 72°W), presenta características ideales para desarrollar registros paleoclimáticos durante la Última Terminación y comienzo del Holoceno (17.5-10.5 ka cal AP). Patagonia sur es el sector continental ubicado a la latitud más alta del hemisferio sur, lo cual involucra que es un

sector clave para localizar posibles eventos climáticos con influencia climática Antártica. Por otra parte, Patagonia sur se sitúa bajo la influencia permanente de los vientos del oeste (Endlicher y Santana, 1988), de modo que registros paleoclimáticos sensibles a cambios de regímenes de precipitación (vegetacionales y de actividad de fuego) permitirían censar cambios climáticos a través de éstos durante el período glacial. A su vez, la distribución de la vegetación de Patagonia sur sigue fielmente los gradientes de precipitación (de oeste a este en forma decreciente) generados por los vientos del oeste, más el efecto de sombra de lluvia en la ladera oriente de la cordillera de los Andes (figura 2) (Pisano, 1981). Esta característica es de gran utilidad para realizar estudios paleovegetacionales, puesto que con el entendimiento de los análogos vegetacionales modernos es posible obtener indicadores polínicos que faciliten la deducción de los cambios paleoambientales, a través del polen fósil. El sitio Eberhard (Figura 1), localizado en forma adyacente al Seno Última Esperanza goza de todas estas características. El Lago Eberhard, posee características ideales para el estudio de sedimentos lacustres, como son tamaño pequeño y limitado por una cuenca cerrada. Lo anterior permite maximizar señales de cambio local, proveyendo de material adecuado para examinar la historia de cambio vegetacional, climático y de paleofuego de manera continua entregando una panorámica ambiental de éstos.

De acuerdo a estudios realizados en el área de Última Esperanza (Cortés, 1985) y de Patagonia Sur (Cortés, 1985; McCulloch et al., 2000; McCulloch y Davies, 2001), se infiere que el área de Última Esperanza (51°S) fue cubierta extensamente por un lóbulo del Manto de hielo Patagónico, durante el máximo de la Última Glaciación (UMG). De acuerdo a observaciones en terreno (estudios estratigráficos, análisis geomorfológico y geocronológico glacial) por el Dr. Patricio Moreno y colaboradores, se determinó la existencia de un lóbulo glacial de grandes proporciones durante el período de UMG, denominado Lóbulo Última Esperanza. Las geoformas y depósitos glaciales permiten inferir posiciones de margen de este lóbulo, que abarcan las zonas bajas de Puerto Natales bordeando el límite con Argentina en un contorno que cubre cerca de 137 km. El retroceso del lóbulo glacial Última Esperanza, genera un gran lago proglacial represado por hielo a los 17.5 ka cal AP (Moreno et al., no publicado), el cual permanece estabilizado cubriendo el área adyacente al Seno Última Esperanza hasta que un cambio de gran magnitud ocasiona su drenaje, despejando el área y permitiendo el desarrollo de la vegetación (Capítulo N°3). A pesar de la envergadura de este fenómeno, existe absoluto desconocimiento respecto a su cronología y génesis al no existir estudios de alta

resolución en el área de Última Esperanza, que permitan dar cuenta los eventos climáticos y vegetacionales involucrados durante el término de la última glaciación.

En la presente tesis presento un estudio acerca de los cambios climáticos y ambientales, desarrollado a partir de muestras de polen y partículas de carbón de mediana y alta resolución temporal ($\leq 7-60$ años entre muestras) obtenidas de sedimentos lacustres con estratigrafías continuas y altas tasas de acumulación de sedimentos. Esto permitió caracterizar de manera detallada la frecuencia, magnitud y tasas de cambios pasados en la vegetación y clima local. Estos datos permiten plantear las siguientes preguntas ordenadas jerárquicamente:

Local:

¿Cuáles son los cambios en la vegetación y clima asociados al período de transición al presente interglacial identificados en el área de Última Esperanza para el período de la Última terminación y comienzo del Holoceno (17.5-10.6 ka cal AP)?

¿Es posible identificar cambios climáticos abruptos en el sitio Eberhard durante el Pleistoceno tardío (17.5-11.5 ka cal AP)? De existir tal tipo de cambios en el registro de Lago Eberhard ¿Cuál es la señal climática y cronológica de estos eventos?

Regional:

¿Qué relación temporal existe entre los cambios climáticos ocurridos en Seno Última Esperanza y regiones adyacentes?

Intra e interhemisférico:

¿Qué coherencia en el tipo de señal y temporal existe entre los cambios climáticos ocurridos en Patagonia Sur con registros paleoclimáticos de Patagonia Norte, Antártica y el Noratlántico? ¿Existe correlación con cambios climáticos abruptos identificados en registros del hemisferio norte?

Otro aspecto que abordo, es el estudio de cambios ambientales ocurridos a escalas de tiempo histórico. Este tipo de estudios son muy útiles para describir el impacto del hombre sobre el ambiente, la respuesta de la vegetación a fluctuaciones climáticas conocidas y recientes, todo lo cual posibilita contar con un análogo moderno de procesos de cambio vegetacional inducidos por el hombre y por procesos naturales. De existir en el registro una

señal de impacto humano sobre el ambiente, es posible utilizarlo como un método que nos permita extraer la señal humana de la climática en el pasado más distante. Esto último es de gran importancia a la hora de hacer las interpretaciones paleoclimáticas a partir de análogos modernos. Es el caso del sitio Eberhard, en donde a raíz de la colonización europea en Seno Última Esperanza al término del siglo XIX, se generó gran perturbación sobre la vegetación, cambiando fuertemente la fisonomía del paisaje. Con el asentamiento de los colonos (~1870 D.C.), se desarrollaron ampliamente actividades madereras y de ganadería, para lo cual arrasaron con grandes extensiones de vegetación a través de la tala y quema (Martinic, 1974). Con el estudio de la interfase agua-sedimento en el Lago Eberhard (short core), fue posible distinguir la vegetación que hubo antes durante y después del inicio de la perturbación a gran escala por parte de los colonos europeos al fin del siglo XIX.

Adicionalmente, la comprensión de la reconstrucción de eventos de fuego en el pasado, necesita también de un análogo actual. Es por esto entonces, que será aprovechada la señal de actividad de fuego realizada por los colonos al llegar a Última Esperanza, como estudio de análogo moderno de eventos de fuego en este sector.

Dada la carencia de estudios de alta resolución en el sur del hemisferio sur que permitan abarcar las problemáticas planteadas anteriormente, aquí se examinan las cronologías, magnitudes, direcciones y tasas de cambio vegetacional y climático a alta resolución en el sitio Eberhard en Patagonia SW, durante el período abarcado entre el Pleistoceno tardío y comienzos del Holoceno (17.5-10.6 ka cal AP). La base del estudio es el análisis de polen y carbón estratigráfico preservado en sedimentos lacustres y pantanosos del sitio Eberhard. Por otra parte, a fin de facilitar la realización de estas inferencias paleovegetacionales y de paleofuego, en este estudio se explota la señal de fuego generada por los colonos y su consecuencia en la vegetación, para producir análogos modernos sobre la base del análisis de polen y carbón en la interfase agua/sedimento del lago Eberhard.

Objetivos

Objetivo general

Reconstruir la historia de los cambios paleoecológicos y paleoclimáticos ocurridos desde el término de la última glaciación hasta el comienzo del Holoceno (17.4-10.6 ka cal AP) en el área de Puerto Natales. Mediante esta aproximación se busca entender los procesos

históricos de cambio de configuración en estos ecosistemas, sus patrones y causas. Este estudio se basa tanto en el análisis de polen y carbón fósil, como en el análisis estratigráfico, físico y geoquímico de sedimentos lacustres y volcánicos.

Objetivos específicos

1. Establecer la relación entre la lluvia de polen actual y la vegetación en Patagonia Sur.
2. Desarrollar un marco estratigráfico local detallado a través del cual comprender la evolución temporal tanto del sitio de estudio como de sus áreas adyacentes entre los 17.5 y 10.6 ka cal AP.
3. Construir una escala temporal precisa sobre la base de dataciones de radiocarbono a partir de la cual examinar patrones espaciales y temporales de eventos paleoambientales clave.
4. Determinar la historia eruptiva local y utilizar las tefras como niveles guía para correlaciones cronoestratigráficas mediante la datación de los depósitos volcánicos encontrados en el sitio.
5. Reconstruir la historia de la vegetación en el sitio Eberhard, ubicado cerca de la ciudad de Puerto Natales, sobre la base del análisis de polen fósil, entre los 12.8 ka cal AP y el presente. Reconstruir la historia de la vegetación a alta resolución dentro del período 12.8-10.6 y 1100 años cal AP y el presente.
6. Reconstruir la historia del fuego en el área en torno al sitio Eberhard sobre la base del análisis de partículas microscópicas desde los 12.8 ka cal AP hasta el presente y de partículas macroscópicas de carbón a alta resolución entre los 12.8 y 10.6 ka cal AP y entre 1100 años cal AP y el presente.
7. Proponer una cronología de eventos paleovegetacionales y paleoclimáticos de alta resolución, sobre la base de los distintos indicadores estudiados y establecer comparaciones con otros registros de la región durante los períodos 12.8- 10.6 ka cal AP y desde los 1100 años cal AP hasta el presente.

Hipótesis:

Si los patrones de cambio climático durante el Pleistoceno tardío encontrados en Patagonia Sur fueron guiados por:

- a. Una señal tipo balancín bipolar, entonces se esperaría encontrar una cronología de eventos

tales como:

- Un inicio del calentamiento deglacial que coincida con testigos de hielo del interior de antártica (EPICA Domo C) mostrando el inicio del calentamiento en torno a ~18 ka cal AP
- Que el calentamiento ocurra más tempranamente y en forma más gradual que en el hemisferio norte.
- Una reversión en esta tendencia al calentamiento entre 14 y 12.9 ka cal AP (según su sigla en inglés ACR, Antarctic Cold Reversal que en español quiere decir Reversión Antártica Fría)
- Una reanudación de la tendencia al calentamiento a partir de 12.9 ka cal AP

b. Una señal extra Antártica, gatillada a través de mecanismos atmosféricos posiblemente originados en los trópicos. Entonces se esperaría encontrar que el inicio del calentamiento debería coincidir con pulsos de calentamiento entre 18 y 17 ka cal AP y entre 16-14.5 ka cal AP ocurridos en la región del Noratlántico, que terminaron la Última Glaciación.

c. Por otro lado, si desde el término de la última glaciación el proceso climático se desarrolla sin grandes fluctuaciones y con una recuperación climática gradual desde el último máximo glacial, entonces se espera que los registros polínicos y los paleoniveles lacustres del sitio Eberhard muestren patrones de cambio unidireccional y monotónico, sin reversiones de gran magnitud.

Dentro del marco englobado anteriormente, surgen en forma anexa las siguientes hipótesis:

- Si la incidencia de fuego en Seno Última Esperanza es controlada por eventos climáticos, entonces se espera que esté asociada a períodos de alta variabilidad climática y/o de aumento de la aridez.
- Si la incidencia de fuego se desarrolla en ausencia de éstas condiciones, entonces la causa de tales eventos podría ser humana.

RESUMEN Y ESTRUCTURA DE TESIS

En los siguientes capítulos (2 y 3) se describen los métodos, resultados y conclusiones de esta tesis. El Capítulo 2 describe en detalle los importantes cambios generados en la vegetación, a causa de la perturbación realizada por los colonos europeos (fines del s. XIX) y el enfoque del análisis como aprovechamiento para el estudio de análogos modernos. En el Capítulo 3 se abarca el período de transición glacial-postglacial en el área adyacente al Seno Última Esperanza, describiendo los procesos paleoambientales desde 17.5-10.6 años cal AP sobre la base de análisis polínicos y de partículas macroscópicas de carbón.

En este estudio se utilizó la señal de fuego y de perturbación sobre la vegetación, generada a raíz de la colonización europea en el Seno Última Esperanza a fines s. XIX. Para esto se realizaron análisis de polen y carbón en los sedimentos depositados más recientemente (interfase agua/sedimento), a partir de los 1100 años cal AP. Los resultados obtenidos permiten inferir la existencia de un bosque en el área adyacente al Seno Última Esperanza entre 1100-600 años cal AP, que expande y/o cierra su dosel a partir de los 600 años cal AP manteniéndose hasta los 60 años cal AP. El desplazamiento del bosque (hasta el presente), la expansión abrupta del taxón indicador de perturbación humana y el aumento en la señal de actividad de fuego en forma paralela a la llegada de los colonos europeos (60 años cal AP), permiten inferir que estos cambios fueron causados por la llegada y actividad perturbadora de éstos. De esta forma se determina que la vegetación existente en el área adyacente al Seno Última Esperanza, es de principal origen antrópico. La importante señal de fuego aquí identificada, permite contar con un análogo moderno de éste y de su efecto perturbador sobre la vegetación.

Los resultados del análisis de alta resolución en los sedimentos de Lago Eberhard, entre 16.37-10.6 ka cal AP, permiten inferir la existencia de un lago proglacial represado por hielo 16.37-12.8 ka cal AP. Con el retiro del lago en el sector del sitio Eberhard, se desocupa el área comenzando el desarrollo de la vegetación. Se observa predominancia de una estepa-arbustiva con alta incidencia de fuego local bajo condiciones frías y con alta variabilidad en las precipitaciones entre 12.8-11.5 ka cal AP. La abrupta expansión bosque Magallánico a partir de los 11.5 ka cal AP, permiten inferir un aumento en la temperatura a la par con la estabilización y/o aumento en las condiciones de las precipitaciones-disponibilidad hídrica hasta 10.6 ka cal

AP.

De acuerdo a los resultados obtenidos, se puede señalar que existe gran similitud cronológica en las tendencias de cambio climático con el hemisferio norte. Tanto el primer paso de calentamiento hacia el Interglacial a los 17.5 ka cal AP, como el repentino cambio climático en Patagonia Sur hacia el Holoceno (11.5 ka cal AP), ocurren en forma sincrónica con el importante evento climático Younger Dryas del hemisferio norte. Esto insinúa fuertemente, que los moduladores de los cambios climáticos ocurridos durante la transición glacial-postglacial, podrían haber actuado a escala global.

REFERENCIAS

- Alley, R. B. (2000). The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary Science Reviews* **19**, 213-226.
- Alley, R. B., Clark, P. U., Keigwin, L. D., y Webb, R. S. (1999). Making sense of millennial-scale climate change. In "Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales." (P. U. Clark, R. S. Webb, y L. D. Keigwin, Eds.), pp. 385-394. Geophysical Monograph series, Washington, DC.
- Alley, R. B., Meese, D. A., Shuman, A. J., Gow, A. J., Taylor, K. C., Grootes, P. M., White, J. W. C., Ram, M., Waddington, E. D., Mayewski, P. A., y Zielinski, G. A. (1993). Abrupt accumulation increase at the Younger Dryas termination in the GISP2 ice core. *Nature* **362**, 527-529.
- Ariztegui, D., Bianchi, M. M., Masferro, J., Lafargue, E., y Niessen, F. (1997). Interhemispheric synchrony of Late-glacial climatic instability as recorded in proglacial Lake Mascardi, Argentina. *Journal of Quaternary Science* **12**, 333-338.
- Bender, M. L., Malaize, B., Orchardo, J., Sowers, T., y Jouzel, J. (1999). High precision correlations of Greenland and Antarctic ice core records over the last 100 kyr. In "Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales." (P. U. Clark, R. S. Webb, y L. D. Keigwin, Eds.), pp. 149-164. Geophysical Monograph series, Washington, DC.
- Blunier, T., Chapellaz, J. A., Schwander, J., Dallenbach, A., Stauffer, B., Stocker, T. F., Raynaud, D., Jouzel, J., Clausen, H. B., Hammer, C. U., y Johnsen, S. J. (1998). Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. *Nature* **393**, 739-743.
- Björk, S., Walker, M. J. C., Cwynar, L. C., Johnsen, S., Knudsen, K.-L., Lowe, J. J., Wohlfarth, B., INTIMATE, y miembros. (1998). An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. *Journal of Quaternary Science* **13**, 281-292.
- Broecker, W. S. (1998a). Paleocean circulation during the last deglaciation: A bipolar seesaw? *Paleoceanography* **13**, 119-121.

- Broecker, W. S., y Henderson G.M. (1998b). The sequence of events surrounding Termination II and their implications for the cause of glacial-interglacial CO₂ changes. *Paleoceanography* **13**, 352-364.
- Broecker, W. S., Denton, G.H. (1990). The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Quaternary Science Reviews* **9**.
- Cortés, R. (1985). "Geología y geomorfología de Última Esperanza entre los paralelos 51° y 52°." Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (Argentina), Instituto de la Patagonia (Chile), Royal Society (Gran Bretaña), Buenos Aires.
- Charles, C. D., Lynch-Stieglitz, J., Ninnemann, U. S., y Fairbanks, R. G. (1996). Climate connections between the hemisphere revealed by deep sea sediment core/ice core correlations. *Earth and Planetary Science Letters* **142**, 19-27.
- Dahl-Jensen, D., Mosegaard, K., Gundestrup, N., Clow, G.D., Johnsen, S.J., Hansen, A. W., Balling, N. (1998). Past temperatures directly from the Greenland ice sheet. *Science* **282**, 268-271.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdottir, A. E., Jouzel, J., y Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* **364**, 218-220.
- Denton, G. H., Lowell, T. V., Moreno, P. I., Andersen, B. G., y Schlüchter, C. (1999). Geomorphology, stratigraphy, y radiocarbon chronology of Llanquihue Drift in the area of the Southern Lake District, Seno Reloncaví, and Isla Grande de Chiloé, Chile. *Geografiska Annaler Series A-Physical Geography* **81 A**, 167-229.
- Endlicher, W., y Santana, A. (1988). El clima del sur de la Patagonia y sus aspectos ecológicos. Un siglo de mediciones climatológicas en Punta Arenas. *Anales del Instituto de la Patagonia, serie Ciencias Naturales* **18**, 57-86.
- Gagosian, R. B. (2003). Abrupt Climate Change, Should We Be Worried? World Economic Forum.
- Hajdas, I., Bonani, G., Moreno, P. I., y Ariztegui, D. (2003). Precise radiocarbon dating of Late-Glacial cooling in mid-latitude South America. *Quaternary Research* **59**, 70-78.
- Heusser, C. J. (1993). Late-glacial of southern South America. *Quaternary Science Reviews* **12**, 345-350.

- Heusser, C. J., Denton, G. H., Hauser, A., Andersen, B. G., y Lowell, T. V. (1995). Quaternary pollen records from the Archipiélago de Chiloé in the context of glaciation and climate. *Revista Geológica de Chile* **22**, 25-46.
- Heusser, C. J., Lowell, T. V., Heusser, L. E., Hauser, A., Andersen, B. G., y Denton, G. H. (1996). Full-glacial-late-glacial paleoclimate of the Southern Andes: Evidence from pollen, beetle, and glacial records. *Journal of Quaternary Science* **11**, 173-184.
- Heusser, C. J., y Rabassa, J. (1987). Cold climatic episode of Younger Dryas age in Tierra del Fuego. *Nature* **328**, 609-611.
- Holling, J. T., y Schilling, D. H. (1981). Late Wisconsin-Weichselian mountain glaciers and small ice caps. In "The last great ice sheets." (G. H. Denton, y T. J. Hughes, Eds.), pp. 179-206. Wiley Interscience.
- Hughen, K. A., Overpeck, J. T., Lehman, S. J., Kashgarian, M., Southon, J., Peterson, L. C., Alley, R., y Sigman, D. M. (1998). Deglacial changes in ocean circulation from an extended radiocarbon calibration. *Nature* **391**, 65-68.
- Lowell, T. V., Heusser, C. J., Andersen, B. G., Moreno, P. I., Hauser, A., Denton, G. H., Heusser, L. E., Schluchter, C., y Marchant, D. (1995). Interhemispheric correlation of Late Pleistocene Glacial events. *Science* **269**, 1541-1549.
- Martinic, M. (1974). Reconocimiento geográfico y colonización de Última Esperanza, 1870-1910, Anales del Instituto de la Patagonia. *Anales del Instituto de la Patagonia* **5**, 5-55.
- Masson, V., Vimeux, F., Jouzel, J., Morgan, V., Delmotte, M., Ciais, P., Hammer, C., Johnsen, S., Lipenkov, V. Y., Mosley-Thompson, E., Petit, J.-R., Steig, E. J., Stievenard, M., y Vaikmae, R. (2000). Holocene Climate Variability in Antarctica Based on 11 Ice-Core Isotopic Records. *Quaternary Research*, 348-358.
- McCulloch, R. D., Bentley, M. J., Purves, R. S., Hulton, N. R. J., Sugden, D. E., y Clapperton, C. M. (2000). Climatic inferences from glacial and palaeoecological evidence at the last glacial termination, southern South America. *Journal of Quaternary Science* **15**, 409-417.
- McCulloch, R. D., y Davies, S. J. (2001). Late-glacial and Holocene palaeoenvironmental change in the central Strait of Magellan, southern Patagonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **173**, 143-173.
- Mix, A. C., Bard, E., y Schneider, R. (2001). Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews* **20**, 627-657.

- Moreno, P. I., Jacobson, G. L., Lowell, T. V., y Denton, G. H. (2001). Interhemispheric climate links revealed from a late-glacial cool episode in southern Chile. *Nature* **409**, 804-808.
- Morgan, V., Delmotte, M., Ommen T.V., Jouzel, J., Chappellaz, J., Woon, S., Masson-Delmotte, V., Raynaud, D. (2002). Relative timing of deglacial climate events in Antarctic and Greenland. *Science* **297**, 1862-1864.
- Pisano, E. (1981). Bosquejo fitogeográfico de Fuego-Patagonia. *Anales del Instituto de la Patagonia*.
- Rabassa, J., Clapperton, C.H. (1990). Quaternary glaciation on the southern Andes. *Quaternary Science Review* **9**, 153-174.
- Sowers, T., y Bender, M. (1995). Climate records covering the last deglaciation. *Science* **269**, 210-214.
- Stenni, B., Masson-Delmotte, V., Johnsen, S., Jouzel, J., Longinelli, A., Monnin, E., Rothlisberger, R., y Selmo, E. (2001). An Oceanic Cold Reversal During the Last Deglaciation. *Science* **293**, 2074-2077.
- Stocker, T. (2002). North-South Connections. *Science* **297**, 1814-1815.
- Stocker, T. F. (1998). The seesaw effect. *Science* **282**, 61-62.
- Stocker, T. F. (2000). Past and future reorganizations in the climate system. *Quaternary Science Reviews* **19**, 301-319.
- Weaver, A. J., Saenko, O. A., Clark, P. U., y Mitrovica, J. X. (2003). Meltwater Pulse 1A from Antarctica as a Trigger of the Bølling-Allerød Warm Interval. *Science* **299**, 1709-1713.
- Wunsch, C. (2006). Abrupt climate change: An alternative view. *Quaternary Research* **65**, 91-203.

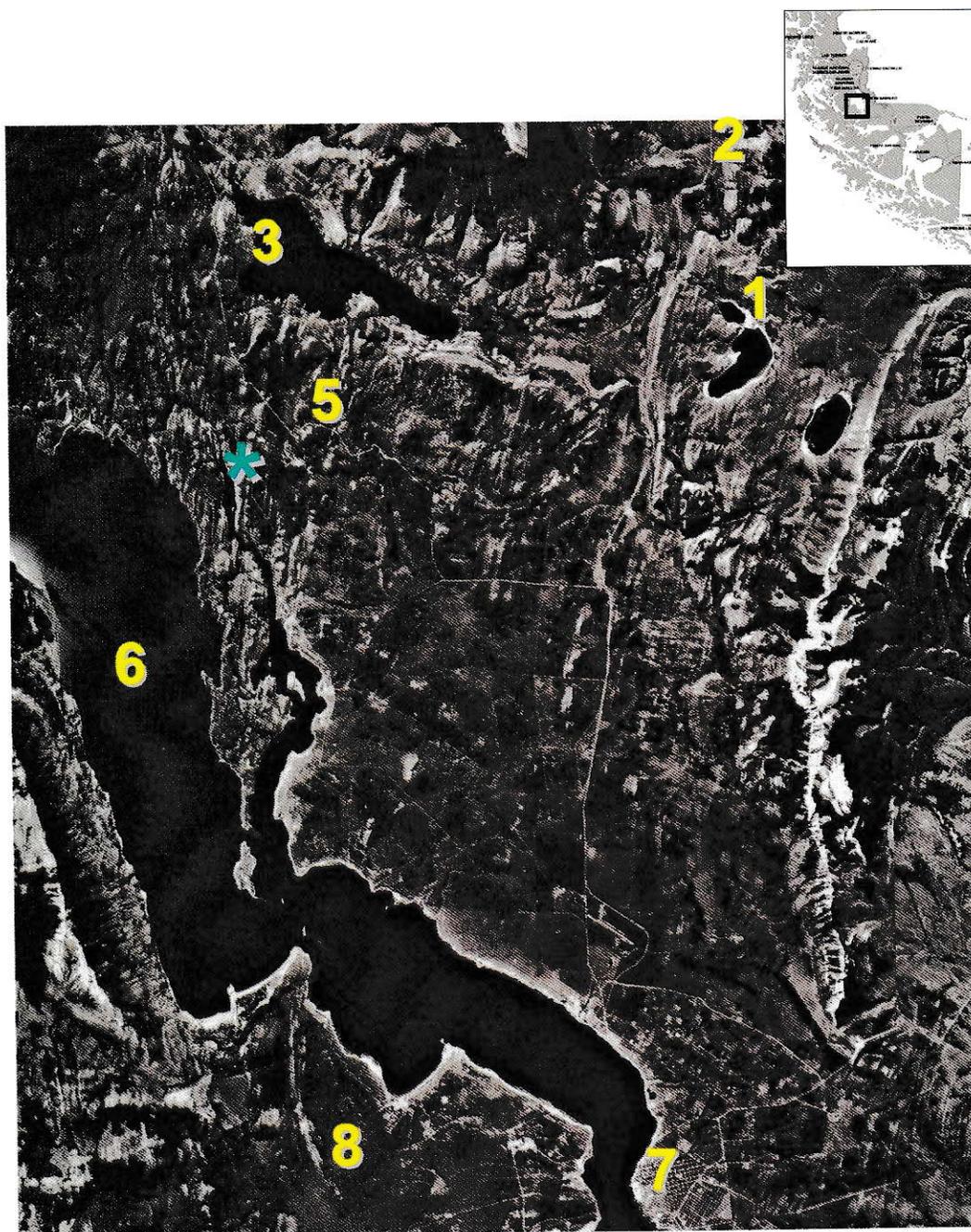


Figura 1: Mapa general de Patagonia sur y Tierra del fuego (arriba derecha). Mosaico de fotos aéreas que muestra el área de Última Esperanza (grande). *: sitio Eberhard; 1. Lago Dorotea; 2. Morrena Dos Lagunas; 3. Lago Sofía; 4. Cerro y Vega Benítez; 5. Cueva del Mylodon; 6. Seno última Esperanza; 7. Puerto Natales; 8. Península Antonio Varas.

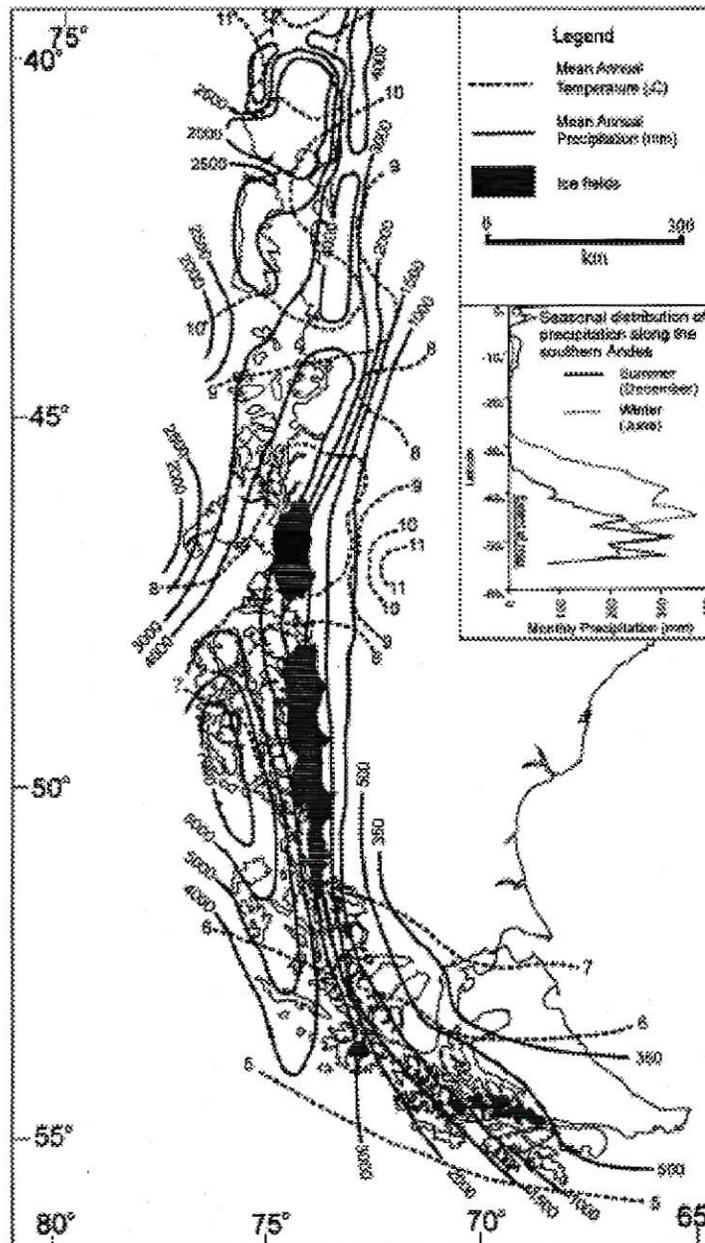


Figura 2: Esquema de las isoyetas e isotermas en el área de Patagonia Norte, Centro y Sur. Notar el gradiente de disminución de las precipitaciones de oeste a este producida por los vientos del oeste alrededor de la latitud 50°S.

CAPÍTULO 2

ESTUDIO DE LOS CAMBIOS VEGETACIONALES Y DE FUEGO DURANTE EL ULTIMO MILENIO EN PUERTO NATALES (51°S), PATAGONIA SUR

INTRODUCCIÓN

Dado que los cambios climáticos involucran procesos que nos afectan dramáticamente a nivel global, la realización de análogos modernos es clave para generar apropiadas interpretaciones paleoclimáticas sobre la base de remanentes fósiles. Entre los métodos utilizados como indicadores paleoclimáticos, el polen ha sido uno de los más útiles gracias a su capacidad de censar y dejar registro de los cambios climáticos pasados (Bradley, 1999). La sustentabilidad de la interpretación paleoclimática a partir de fósiles vegetales, hace necesario realizar una calibración de polen (análogos modernos polínicos). De esta forma se hace posible determinar los parámetros abióticos que influyen el comportamiento y expresión de cada taxa vegetal (Mancini, 1993), facilitando la interpretación correcta de éstos a partir de los registros de polen fósil (Páez et al., 1997).

La realización de análogos modernos polínicos permite correlacionar la vegetación actual con el polen que ésta produce y de esta forma, entender la relación que existe entre el polen y el clima asociado. La elaboración de esta calibración es crucial para lograr la caracterización los ensambles polínicos que nos permitirán reconstruir la vegetación y clima pasados, como lo han demostrado los estudios de lluvia de polen de suelo en la patagonia Argentina (Markgraf et al., 1981; Markgraf et al., 2002). Dado que la gran mayoría de los estudios terrestres de paleoclima y paleovegetación son llevados a cabo a partir de sedimentos lacustres, el uso de lluvia de polen en base a registros cuya tafonomía sea la misma que la de los sedimentos fósiles, permitiría una correlación más adecuada para estos análisis. Sumada a la restricción anterior, es de señalar que el estudio sobre la base de lluvia de polen de suelo es incapaz de diferenciar los ensambles polínicos en períodos de tiempo pasados, como son los cambios polínicos previos a la perturbación de gran escala generada con la colonización europea, lo cual resalta la necesidad de

realizar los estudios sobre la base de sedimentos que sí sean capaces de censar estos cambios, como los sedimentos lacustres.

La influencia climática sobre la dinámica de actividad de fuego, lo sitúa a éste como otro importante indicador de los cambios climáticos a escala global (Grigg y Whitlock, 2001). A su vez, el reconocido rol del fuego sobre los cambios vegetacionales lo sitúan como un importante modulador de las reorganizaciones ecológicas en el pasado. A diferencia de otros métodos a partir de los cuales se infieren episodios de fuego (dendrocronología), el estudio de las partículas macroscópicas de carbón contenidas en los sedimentos lacustres, permiten obtener señales locales de actividad de fuego a lo largo de largos períodos (miles de años). Además, las variaciones en la frecuencia de fuego obtenidos de los cambios estratigráficos en las partículas macroscópicas de carbón, pueden incluso llegar a ser comparados con las reconstrucciones climáticas obtenidas del estudio de polen fósil (Millsaugh et al., 2000). A pesar de que los registros de sedimentos lacustres no poseen la especificidad de la información espacial que tienen las reconstrucciones dendrocronológicas, los registros de fuego a partir del estudio de carbón fósil pueden dar a conocer información de la variabilidad de ocurrencia de fuego y de su rol durante períodos con importantes cambios vegetacionales y climáticos (Millsaugh et al., 2000).

Dado el creciente aumento de estudios paleoclimáticos en Patagonia sur, se hace necesario realizar calibraciones que involucren indicadores climáticos claves, como son el polen y el carbón. Las características del Seno Última Esperanza lo sitúan como área clave para la construcción de análogos modernos de vegetación y fuego (Pisano, 1981). Un marcado gradiente de disminución de precipitaciones en dirección oeste-este se genera en escasos kilómetros, condicionando la distribución y composición de varias comunidades vegetales. Esto se debe a los efectos orográficos generados por el movimiento en dirección casi perpendicular de los vientos del oeste respecto de los Andes y por el distanciamiento de la influencia marítima directa del Océano Pacífico (Endlicher y Santana, 1988).

Por otra parte, la colonización europea en el Seno Última Esperanza (fines siglo XIX), generó gran perturbación sobre la vegetación, cuya magnitud aun no ha sido dimensionada mediante estudios específicos. Con el asentamiento de los colonos (~1870 D.C.), se desarrollaron ampliamente actividades madereras, agrícolas y de ganadería para lo cual arrasaron con grandes extensiones de vegetación a través de la quema y tala de ésta (Martinic, 1974) lo que habría modulado la vegetación, generando una señal de actividad de fuego en el área.

La información paleoambiental contenidos en los centímetros más recientemente depositados, corresponden a las últimas décadas y siglos, razón por lo cual se pueden ligar los cambios paleoambientales a registros históricos de cambio ambiental. Dado que a partir de la interfase agua/sedimento es factible realizar múltiples análisis con implicancias climáticas, como son de polen y partículas de carbón, es posible dilucidar los cambios climáticos y de perturbación local responsables de la vegetación actual en torno al sitio de estudio. Por otra parte, estos sedimentos comprenden los mismos procesos tafonómicos que aquellos involucrados en depositar los sedimentos a partir de los cuales se hacen las inferencias paleoclimáticas. Por esta razón, la realización de los análogos modernos a partir de los testigos de interfase agua-sedimento sería la forma más adecuada para hacer deducciones climáticas a partir de sedimentos fósiles.

Los patrones espacial y temporal de ocurrencia de fuego son altamente susceptibles a la variabilidad climática e impacto humano, afectando a su vez la vegetación que ocupa como combustible (Huber et al., 2004). Dado lo anterior, en este estudio se explota la señal de fuego generada por los colonos y los cambios en la vegetación generados, a fin de determinar la naturaleza de la vegetación actual en el área (si es consecuencia humana o climática) y de generar análogos vegetacionales y de actividad de fuego para el sitio Eberhard (51°34'39.4''S, 72°40'06.6''W, 71 m.s.n.m), Patagonia Sur. Además, otra importante exigencia en un estudio de análogos modernos para utilizarlo en interpretaciones fósiles, es determinar la capacidad del área de estudio de censar y distinguir los cambios vegetacionales inducidos por cambio climático y/o por perturbación antrópica. Para llevar a cabo y demostrar lo anterior, se utilizó la interfase agua/sedimento para el análisis de partículas macroscópicas de carbón y de polen a alta resolución temporal dando cuenta de los cambios en la actividad de fuego y de vegetación en el Lago Eberhard, durante el último milenio.

Área de estudio

Patagonia oeste presenta características ideales para la realización de estudios de análogos modernos, y de estudios paleoclimáticos y paleoecológicos. Por una parte, se sitúa en una región bajo la influencia permanente de los vientos del oeste, el cual proporciona la fuente de humedad que condiciona la distribución y composición de varias comunidades vegetales, forjando un gradiente de disminución de precipitaciones en dirección oeste-este en escasos kilómetros (Endlicher y Santana, 1988). A su vez, la cordillera de los Andes crea un efecto de

sombra de lluvia al afectar a los vientos del oeste, generando una disminución de la humedad que llega a su flanco este (Endlicher y Santana, 1988), cuyo gradiente es seguido fielmente por la distribución de la vegetación (Pisano, 1981).

En este trabajo fueron estudiados sedimentos lacustres obtenidos en el sitio Eberhard, sector de Seno Última Esperanza, Patagonia sur ($51^{\circ}34'36.4''S$ / $72^{\circ}40'01.1''W$) (Figura 1), sector donde se estableció Hermman Eberhard pionero alemán que realizó importantes actividades de deforestación a su llegada a la zona en el año 1870 DC (Martinic, 1974). Seno Última Esperanza es un fiordo (51.5° lat S, 72.5° long W) que atraviesa los Andes y se conecta al Pacífico (Martinic, 1974), conservando aun numerosas geofomas originadas durante la Última Glaciación. El sitio Eberhard se encuentra a ~20 km de la ciudad de Puerto Natales, bajo un clima trasandino con tendencia esteparia (Pisano 1981) y con vegetación de bosque deciduo (*Nothofagus pumilio* y *N. antarctica*) asociado a un estrato arbustivo diverso (*Empetrum sp.*, *Escallonia sp.*, *Berberis sp.*, *Pernettya sp.*) y herbáceo dominado por gramíneas. Por estar dentro de los primeros sectores habitados durante la colonización, el sitio de estudio permite censar en forma nítida los cambios en la vegetación generados a consecuencia de ésta.

El Lago Eberhard es un pequeño lago en cuyo margen crecen plantas acuáticas (*Myriophyllum sp.*) que forman un anillo en la zona sumergida de éste (margen con <3m profundidad de agua). Es limitado por una cuenca cerrada lo cual permite maximizar señales de cambio local, proveyendo de material adecuado para examinar la historia de cambio vegetacional, climático y de paleofuego de manera continua, en un ambiente deposicional constante y que permita obtener una imagen ambiental mejor que la que se obtiene de sedimentos depositados por procesos eólicos y/o biológicos (paleomastofauna extinta) al interior de cuevas. Es de notar que ningún registro paleoclimático ha sido desarrollado antes en el área de Última Esperanza, a excepción de los realizados en cuevas aledañas al sitio Eberhard, a pesar de la gran potencialidad que contiene en describir los fenómenos ocurridos durante el término del Último Máximo Glacial hasta el presente.

El estudio de la vegetación actual sobre la base de estudios de polen en sedimentos que incluyan el último milenio, hace posible determinar el grado de perturbación sobre la vegetación generada por los colonos europeos desde su llegada. La complementación de este estudio, fue llevada a cabo con la realización de censos de vegetación en el área de Península Antonio Varas, Última Esperanza, Lago Porteño y Torres del Paine, para caracterizar las unidades de vegetación

de acuerdo a los taxa dominantes (ver figura 2 y 3 y tabla 1):

Tundra. Presente en el extremo oeste del área de estudio, se desarrolla bajo altos valores de precipitación (700-1000 mm anualmente) (Pisano, 1981). Puede ser caracterizado como el único sitio que posee *Lepidothamnus fonckii* y por poseer dominancia de *Empetrum sp.* y otras especies en cojín como *Donatia fascicularis*, *Myrteola numularia* y *Oreobulus obtusangulus* y por la escasa presencia de otras especies arbóreas con excepción de *N. betuloides*.

Bosque Magallánico. Presente al este de las tundras en el sector continental, bajo sectores con isoyetas de entre 700-500 mm (Pisano, 1981) Con dominancia de las especies arbóreas de *Nothofagus* correspondientes a cada sitio (Tabla 1) y asociados a otros taxa arbóreos con bajos porcentajes (ej. *Embothrium coccineum*). La unidad vegetacional de bosque se caracteriza también por altos porcentajes de helechos (*Blechnum penna marina*) y puesto que estos se encuentran sólo en esta unidad vegetacional, pueden ser utilizados como un taxa indicador de bosque. Bajos porcentajes (entre <5-30%) de arbustos como compuestas, *Pernettya sp.*, *Empetrum rubrum* y *Berberis sp.* se encuentran en esta unidad, quienes se encuentran desarrollan en los claros y bordes de los bosques.

Matorral. Al este de los bosques, bajo isoyetas de 550-400 mm. Caracterizado por escasa presencia de especies arbóreas (*Embothrium coccineum* y *Escallonia sp.*) con estructuras achaparradas y dominancia de especies arbustivas como *Empetrum sp.* y *Pernettya sp.*, así como los más altos valores de *Gunnera magellanica*.

Estepa. Presente al extremo este de Patagonia, bajo isoyetas de 500-250 mm (Pisano, 1981) Dominancia de gramíneas (hasta con un 40%) asociados a especies arbustivas como *Empetrum rubrum* (30%), Compuestas (25%) y *Berberis sp.* (15%) que se encuentran según el sitio (Tabla 1).

La descripción de la vegetación es comparada a su vez con la lluvia de polen de suelo superficial extraídos de las unidades de vegetación Bosque Magallánico, Matorral y Estepa, obtenidos del área de Torres del Paine (figura 4) con el fin de facilitar la interpretación de las muestras polínicas del registro de polen fósil posterior:

Bosque Magallánico: Unidad de vegetación a la cual se restringen los mayores porcentajes de taxa polínicos de tipo arbóreo (entre 45 y ~100%), *Misodendrum sp.* (<5-20%) y helechos (5-25%) (Figura 4A). A lo anterior se asocian escasos taxa polínicos de tipo arbustivo y herbáceo (figura 4B) probablemente asociados a claros y borde de bosque.

Matorral: Unidad con porcentajes <50% del taxa polínico *Nothofagus tipo dombeyi* (figura 4A), considerado como señal no local de bosque de *Nothofagus* (Heusser, 1995). A esta unidad se asocian los mayores valores en todas las muestras analizadas de taxa polínicos arbustivos como Compuestas (>20%), *Empetrum sp.*, *Pernettya sp.*, *Berberis sp.* y Caryophyllaceae (figura 4B) que corresponden a plantas arbustivas del área.

Estepa: Unidad con los porcentajes más bajos del taxa polínico arbóreo *Nothofagus tipo dombeyi* (<25%) entre las muestras de polen analizadas. A esta unidad se restringen casi absolutamente los taxa polínicos de tipo herbáceo con los mayores porcentajes de Gramineae (55%), *Plantago sp.* (8%) y de *Rumex sp.* (8%), este último por corresponder a un sitio perturbado.

A través de los análisis anteriores, entonces es posible asociar a cada unidad de vegetación (ver figura 3), taxa polínicos indicadores de acuerdo a presencia y abundancia (ver figura 4). Principalmente es posible determinar que el Bosque Magallánico puede ser indicado por la presencia de porcentajes mayores al 50% de el taxa polínico *Nothofagus tipo dombeyi*, asociado a helechos (>5%) y *Misodendrum sp.* (>5%), con bajos valores de taxa tipo arbustivo (generalmente <5%). Vegetación de tipo Matorral, es indicada por porcentajes <50% de taxa arbóreo, asociado a abundancia de taxa tipo arbustivo (>20%). Y finalmente, la vegetación de tipo Estepa es indicada por los valores más bajos de porcentajes de taxa arbóreo de las unidades analizadas (<25%), asociado a altos valores de herbáceas (>8%) y escasez de taxa polínicos arbustivos.

MATERIALES Y MÉTODOS

El estudio fue realizado a partir de los sedimentos del testigo corto, correspondiente a la interfase agua-sedimento del Lago Eberhard (PS0401SC), extraídos con un barreno de pistón. Los sedimentos fueron muestreados a cada centímetro de forma continua- contigua en el sitio de estudio, para su posterior descripción mediante el análisis de Pérdida por Ignición (PPI) (Bengtsson y Enell, 1986; Heiri, 2001).

Volúmenes conocidos de sedimentos fueron procesados mediante procedimientos fisico-químicos convencionales con ácido fluorhídrico (HF), acetólisis y ultrasonido (Faegri e Iversen, 1989). Las muestras de polen fueron montadas en silicona y observadas con aumentos de 400x y 1000x en microscopio óptico e identificadas con apoyo de material fotográfico y descriptivo (Heusser, 1971; Villagrán, 1980). Se realizaron recuentos de polen terrestre de 300 granos (suma básica). Los granos de polen de taxa acuáticos se consideran dentro de la suma de polen total (suma básica más polen de acuáticas). Las esporas de Pteridófitas son incorporadas en una suma extra (suma total más esporas). Para obtener valores absolutos de polen (concentración y tasas de acumulación) se agregaron a las muestras de sedimentos una cantidad conocida de esporas exóticas de *Lycopodium* (Stokmarr, 1971). Los resultados son expresados en diagramas de porcentaje y tasas de acumulación (granos/cm²/año, influjo) divididos en zonas de acuerdo a los cambios en la estratigrafía polínica y puesta a prueba mediante análisis de conglomerados (CONISS, según sus siglas en inglés Constrained Incremental Sum of Squares Cluster Análisis, que en español quiere decir Análisis de agrupación restringida de suma de cuadrados) (Grimm, 1987).

La historia de fuego de la región y su efecto sobre la vegetación fue documentada a través de recuentos de partículas de carbón en los sedimentos. La realización del recuento de partículas de carbón fue llevada a cabo separando los sedimentos en dos rangos de tamaños de partículas (107-212 y >212 μm) utilizando los tamices con tamaño de poro respectivos (107-212 μm) para posteriormente contar las partículas de carbón con aumento de 20X (Método Oregon, Long et al., 1998; Millsbaugh et al., 1995), en muestras continuas-contiguas a lo largo del testigo de sedimento para determinar la dinámica de actividad de fuego. La abundancia de partículas macroscópicas fue convertida a concentración (partículas/cm³) y luego a tasas de acumulación

(Tasas de acumulación de partículas de carbón, influjo de carbón, partículas/cm²/año, influjo) de carbón al multiplicarlas por la tasa de sedimentación (cm/año) para obtener referencia a la abundancia de partículas. Estos datos fueron entonces procesados con el programa CHAPS (Long et al., 1998; Millspaugh et al., 1995). Este programa interpola las Tasas de acumulación de partículas de carbón designadas particularmente de acuerdo a la media y mediana de las tasas de depositación, permitiendo presentar los datos a intervalos de tiempo igualmente espaciados (Long et al., 1998). De esta forma, mediante el análisis del programa CHAPS las series de tiempo de Tasas de acumulación de partículas de carbón son separadas en dos componentes que dan información complementaria acerca de la historia de fuego, el componente Background que representa la tendencia de los datos de carbón relacionados directamente con los procesos de producción y depositación de carbón; y el componente de Peaks, que corresponde a valores de Tasas de acumulación de partículas de carbón por sobre los valores de Background, lo cual se interpreta como episodios de fuego locales (Whitlock y Millspaugh, 1996). Finalmente con el programa CHAPS se obtienen los parámetros: comienzo de episodios de fuego, frecuencia de fuego, magnitud de episodios de fuego y períodos libres de éste para describir la historia de fuego local en el sitio (Long et al., 1998). Una interpolación de tasas de acumulación cada 20 años y frecuencia de peaks calculada usando una ventana de 10 años fue utilizada para definir la historia de fuego en el sitio Eberhard. Muestras de macrorrestos vegetales fueron datadas para determinar edades radiocarbónicas (método AMS). Los fechados radiocarbónicos fueron calibrados a edades calendario utilizando el programa CALIB 5.0 (Stuiver et al., 2005).

RESULTADOS

Estratigrafía y cronología

El sedimento correspondiente a la interfase agua/sedimento (testigo corto) (figura 5) posee valores de materia orgánica que fluctúa entre los 20-40%, y valores muy bajos (<4%) de carbonatos. De acuerdo a la granulometría, corresponden a barro orgánico o gyttja, depositados en forma pelágica en el lago. La generación de la escala de años calendario fue realizada a partir de la interpolación lineal sobre las fechas obtenidas de las dataciones radiocarbónicas (Tabla 2 y figura 6).

Análisis polínico y de partículas macroscópicas de carbón

El análisis de polen se realizó entre los 335-395 cm de profundidad considerando la longitud de la columna de agua, en muestras de 1cm de espesor en forma continua-contigua. Los resultados de polen moderno se muestran en diagrama de la figura 7A y 7B. Las zonas definidas de acuerdo al análisis de cluster (CONISS) y al ensamble polínico se describen a continuación:

EBESC1 (1100 a 600 años cal AP): Dominancia de *Nothofagus tipo dombeyi* a lo largo de todo el registro (valores promedio de 64 %), asociado a *Blechnum penna marina* (valores promedio de 7%) y taxa herbáceos (gramíneas, *Acaena sp.* y *Plantago sp.*) indicadores de borde de bosque. En la base de esta zona (1100-600 años cal AP), se aprecian valores entre 50-70% de *Nothofagus tipo dombeyi* asociado a taxa herbáceos como *Acaena sp.* y *Plantago sp.*, presentes entre un 1-25%. Durante los 900-600 años cal AP se observa un aumento de *Myriophyllum sp.* (alcanzando 10%) y *Plantago sp.*, asociado a una baja en un 10% de *Nothofagus tipo dombeyi*.

EBESC2 (600-60 años cal AP): A partir de 600 y hasta los 60 años cal AP, se aprecia una notable recuperación de *Nothofagus tipo dombeyi*, el cual aumenta de un 60% a un 80%, asociado también a la disminución en *Plantago sp.* (de 15 a 5%) y gramíneas (de un 25 a 10%).

EBESC3 (60 a -54 años cal AP). Notoria disminución de *Nothofagus tipo dombeyi* (desde valores de un 80 a un 45%) y *Plantago sp.* a partir de la base de esta zona hasta el tope (actualidad) del registro. En forma paralela a la disminución del taxón arbóreo, aparece en el

registro el taxón *Rumex sp.* el cual expande en forma abrupta alcanzando un 10%, al igual que gramíneas (desde 10 a 30%) y *Acaena sp.*.

Sobre la base de los recuentos de partículas macroscópicas de carbón, se realizó el análisis mediante el programa CHAPS (figura 8) para el registro completo (1100-0 años cal AP) de la interfase agua /sedimento. El resultado del análisis muestra altos valores de Tasa de acumulación de partículas de carbón, asociado a mayores frecuencias de episodios de fuego y magnitudes en la base de la zona EBELSC1 (1100-600 años cal AP). A partir de los 600 años cal AP (EBESC2), se observa un importante cambio en los regímenes de fuego dentro de esta zona, que se aprecia como una notable disminución tanto en la Tasa de acumulación de partículas de carbón, como en la frecuencia y magnitud, y como el período con mayor tiempo libre de episodios de fuego (250 años) hasta el final de la zona. Un importante cambio en el régimen de fuego, se observa a partir de EBELSC3, al ocurrir un rápido aumento en la Tasa de acumulación de partículas de carbón y en la magnitud de los episodios de fuego, así como también se distingue como el período con períodos libres de actividad de fuego más breves (<100 años).

DISCUSIÓN

La dominancia del taxón arbóreo *Nothofagus tipo dombeyi* y de sotobosque (*Blechnum penna marina*) durante todo el período que abarca la base del registro (1100-60 años cal AP), indica la existencia de Bosque Magallánico con un sotobosque de helechos y taxa herbáceos tales como *Acaena sp.* y *Plantago sp.* en sus bordes, similar al análogo moderno de bosque de *N. antartica* en Torres del Paine (ver sitio n°7 Figura 2 y 3, Tabla 1). La expansión de *Myriophyllum sp.* al interior de esta zona, asociado a la disminución de *Nothofagus tipo dombeyi*, implica cambios de baja magnitud en el clima. Dado que *Myriophyllum sp.* crece en el borde de los lagos donde se mantienen bajas columnas de agua ($\leq 3\text{m}$), una disminución en el nivel del lago genera un perímetro más amplio de niveles de agua bajos, ocasionando un engrosamiento del anillo de borde ocupado por *Myriophyllum sp.* Según lo anterior, la breve expansión de *Myriophyllum sp.* en paralelo con la disminución de *Nothofagus tipo dombeyi* (ver figura 7) permite inferir una bajada del nivel del lago a causa de una disminución de la disponibilidad hídrica, por un aumento de la temperatura y/o disminución de precipitaciones entre 900 y 600 años cal AP. El aumento en el porcentaje de *Nothofagus tipo dombeyi* sumado a la disminución del taxón acuático a partir de los 600 años cal AP, es interpretado como consecuencia del aumento de la disponibilidad hídrica, lo cual genera la subida del espejo de agua y la expansión y/o cierre del bosque, desplazando a gramíneas y *Plantago* a partir de esta fecha. Este cambio en el clima también se observa en el aumento de los períodos libres de actividad de fuego, desde períodos de 150 años libres de fuego entre los 1100-600 años cal AP, hasta ~250 años durante el período de mayor expansión del bosque (600-60 años cal AP), infiriendo que la mayor disponibilidad hídrica estaría limitando el desarrollo de episodios de fuego durante los 600-60 años cal AP.

El mayor cambio en la vegetación ocurre a los 60 años cal AP, momento desde el cual se observa una abrupta disminución en el taxón arbóreo, incremento de taxa de borde de bosque (gramíneas, *Acaena*.) y aparición y expansión abrupta del taxón *Rumex* y de la planta acuática *Myriophyllum*. Lo anterior implica una importante reducción del bosque y expansión de los taxa arbustivos y herbáceos que estarían ocupando los sitios antes utilizados por el bosque. A consecuencia de la colonización europea de Patagonia Sur, grandes cambios en la vegetación nativa fueron generados a través de la tala y actividad de fuego con el fin de generar espacios para la ganadería y realización de actividades madereras (Martinic, 1974). Para llevar a cabo esto,

importantes áreas de bosque fueron quemadas y taladas provocando una importante disminución de la cobertura arbórea (Martinic, 1974). Uno de los dos pioneros de la colonización del área Última Esperanza corresponde a Hermann Eberhard, un alemán que se hizo dueño de grandes áreas adyacentes al Seno Última Esperanza. Los registros históricos indican que H. Eberhard llegó al área en el año 1870 y que ya para 1897 ya poseía un aserradero que proveía de madera de construcción (Martinic, 1974). Hacia el mismo año, se realizó una tasación de las tres haciendas en el área adyacente al Seno y se estimó la tenencia de 100.000 cabezas de ganado. De esta forma, el reemplazo del bosque por terrenos de pastoreo, expresado como la disminución del taxón *Nothofagus* y abrupta expansión de gramíneas (60 años cal AP), claramente refleja el producto de las actividades realizadas por los colonos europeos que se mantuvieron hasta el año 1950 con la caída de la industria maderera (Martinic, 2001). El incremento notable de la actividad de fuego, inferida por el aumento de Tasas de acumulación de partículas de carbón, la mayor magnitud y menores tiempo libres de episodios de fuego (<100 años) a partir de la llegada de los colonos, señala claramente la actividad de fuego que éstos realizaron con el fin de despejar las áreas para la instalación del ganado. A su vez, *Rumex* es un taxón definido como indicador de perturbación humana en Patagonia sur (León y Aguiar, 1985). Su introducción a Patagonia Sur por los colonos europeos y su rápida expansión en sitios abiertos y/o perturbados, permite ser usado como un marcador cronológico de la llegada de los europeos a esta área (León y Aguiar, 1985). Por tanto, su abrupta expansión en el registro del sitio Eberhard, sumado a la señal de apertura de bosque, refleja claramente las consecuencias perturbadoras del desplazamiento del bosque por los colonos.

Por otra parte, es posible también diferenciar la señal de perturbación humana de la climática en el registro de vegetación. La expansión de *Myriophyllum* a partir de 60 años cal AP, coincidente con la llegada de los colonos, implica una disminución considerable de la profundidad de Lago Eberhard para permitir que ocurriera una expansión de este taxón. De este modo, esta señal de expansión del taxón acuático, permite inferir que concomitante al efecto de perturbación humana en el registro, ocurrió una disminución de precipitaciones y/o aumento de la temperatura.

CONCLUSIONES

De acuerdo al análisis polínico y de carbón del registro de la interfase agua/sedimento, se pueden hacer las siguientes conclusiones:

- Un bosque existió en el área adyacente al Seno Última Esperanza entre 1100-60 años cal AP. Dentro este período ocurre un lapso con una disminución de precipitaciones expresada en la expansión de *Myriophyllum* y mayor actividad de fuego.
- El desplazamiento del bosque, la expansión abrupta del taxón indicador de perturbación humana y el aumento en la señal de actividad de fuego en forma paralela a la llegada de los colonos europeos, permiten inferir que estos cambios fueron causados por la llegada y actividad perturbadora de éstos
- Dado que los cambios en el registro de *Myriophyllum* y en la actividad de fuego permiten inferir fluctuaciones en las precipitaciones, pueden llegar a ser buenos indicadores de períodos paleoclimáticos de disminución en las precipitaciones determinados sobre la base de sedimentos lacustres de Patagonia Sur.
- Con la señal de fuego y las consecuencias estimadas en la vegetación de bosque, este registro puede ser utilizado para inferir magnitudes e influencia de una señal de fuego en registros paleoclimáticos del área de Última Esperanza.
- Se deduce que la vegetación presente en el área es consecuencia de su explotación y quema generada por los humanos durante décadas y que no es posible obtener un análogo moderno a partir del cual se pueda inferir sólo causa climática. Por tanto, la fisonomía de la vegetación del área adyacente al Seno Última Esperanza en el presente, es consecuencia principal de su modulación humana.
- Finalmente, es posible decir que el sitio de estudio es sensible a los cambios en la vegetación y de fuego causados por la perturbación europea a fines del siglo XIX y que por tanto es un sitio idóneo para realizar estudios acerca de los cambios paleovegetacionales y paleoclimáticos sobre la base de análisis de polen y carbón fósil.

REFERENCIAS

- Bengtsson, L., y Enell, M. (1986). Chemical analysis. In "Handbook of Palaeoecology and Palaeohydrology." (B. E. Berglund, Ed.), pp. 423-451. John Wiley y Sons.
- Bradley, R. S. (1999). "PALEOCLIMATOLOGY, Reconstructing Climates of the Quaternary." Academic Press, San Diego., Vol. 64, 613 pp.
- Endlicher, W., y Santana, A. (1988). El clima del sur de la Patagonia y sus aspectos ecológicos. Un siglo de mediciones climatológicas en Punta Arenas. *Anales del Instituto de la Patagonia, serie Ciencias Naturales* **18**, 57-86.
- Fægri, K., y Iversen, J. (1989). "Textbook of pollen analysis." John Wiley y Sons.
- Grigg, L. D., y Whitlock, C. (2001). Evidence for Millennial-scale climate change during marine isotope stages 2 and 3 at Little Lake, Western Oregon, U.S.A. *quaternary Research* **56**, 10-22.
- Grimm, E. (1987). CONISS: A fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers and Geosciences* **13**, 13-35.
- Heiri, O., Lotter A., y Lemmcke, G. (2001). Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology* **25**, 101-110.
- Heusser, C. J. (1971). "Pollen and spores of Chile, Modern types of the Pteridophyta, Gymnospermae, and Angiospermae." USA.
- León, R. J. C., y Aguiar, M. R. (1985). El deterioro por uso pastoril en estepas herbáceas patagónicas. *Phytocoenología* **13**, 181-196.
- Long, C. J., C. Withlock, P.J., y S.H. Millspaugh. (1998). A 9,000-yr history from the Oregon Coastal Range, based on a high-resolution charcoal study. *Canadian Journal of Forest Research* **28**, 774-787.
- Mancini, M, 1993 "Recent pollen spectra from forest and steppe of South Argentina: a comparison with vegetation and climate data", *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 77: 129-142.
- Markgraf, V., D'Antoni, H. L., y Ager, T. A. (1981). Modern pollen dispersal in Argentina. *Palynology* **5**, 235-254.

- Markgraf, V., Webb, R. S., Anderson, K. H., y Anderson, L. (2002). Modern pollen/climate calibration for southern South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **181**, 375-397.
- Martinic, M. (1974). Reconocimiento geográfico y colonización de Última Esperanza, 1870-1910, Anales del Instituto de la Patagonia. *Anales del Instituto de la Patagonia* **5**, 5-55.
- Martinic, M. (2001). La actividad industrial en Magallanes entre 1890 y mediados del siglo XX. *Historia* **34**, 91-115.
- Millspaugh, S. H., Witlock, C., y Bartlein, P. J. (2000). Variations in fire frequency and climate over the past 17000 yr in central Yellowstone National Park. *Geology* **28**, 21-214.
- Millspaugh, S. H. a. W., C. (1995). A 750 year fire history based on lake sediments records in Central Yellowstone National Park. *Holocene* **5**, 283-292.
- Páez et al., 1994 “Modelo de la dispersión polínica actual en la región templada chileno-argentina de Sudamérica y su relación con el clima y la vegetación”, *Revista Chilena de Historia Natural, Chile*, Vol. 67: 417-433.
- Pisano, E. (1981). Bosquejo fitogeográfico de Fuego-Patagonia. *Anales del Instituto de la Patagonia*.
- Pisano E, 1974 “Estudio ecológico de la región continental sur del área andino-patagónica: II contribución a la fitogeografía de la zona del Parque Nacional “Torres del Paine”, ANS. INST. PAT., Punta Arenas, Chile, Vol. V: 60-104.
- Stokmarr, J. (1971). Tablets with spores in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores* **13**, 615-621.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., y Reimer, R. W. (2005). CALIB 5.0.
- Villagrán, C. (1980). Vegetationsgeschichtliche und pflanzensoziologische Untersuchungen im Vicente Perez Rosales Nationalpark (Chile). *Dissertationes Botanicae* **54**, 1-165.
- Whitlock, C., y Millspaugh, S. (1996). Testing assumptions of fire history studies: An examination of modern charcoal accumulation in Yellowstone National Park. *Holocene* **6**, 7-15.

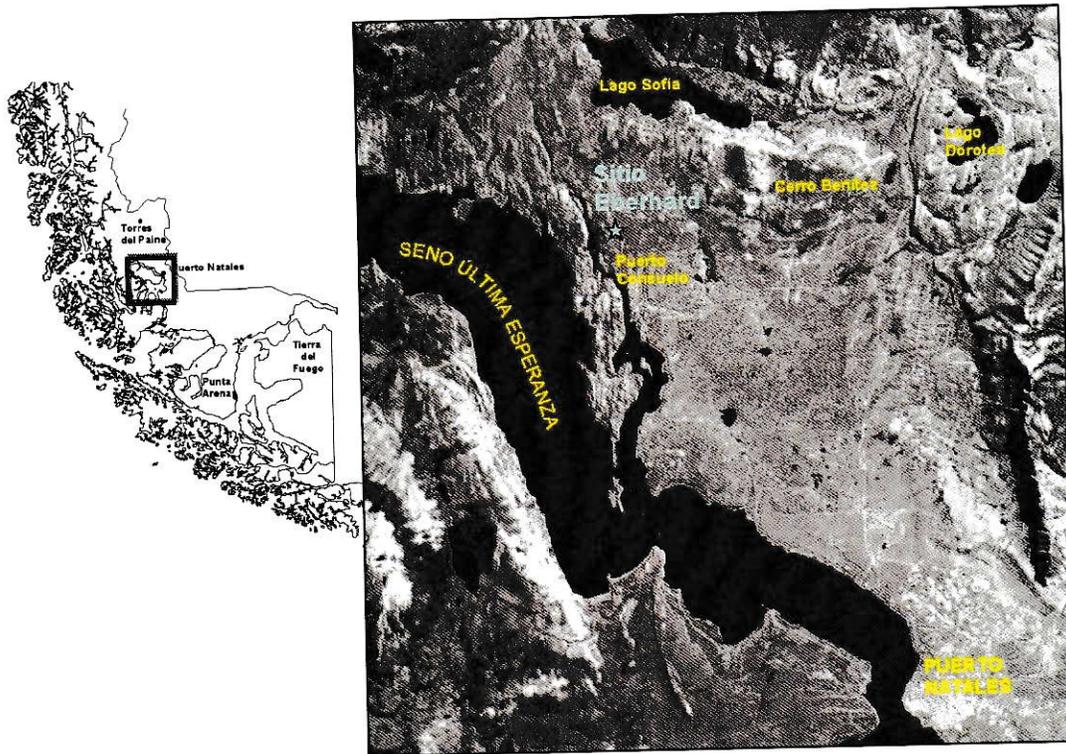


Figura 1: A la izquierda, figura de la Región de Magallanes. A la derecha, imagen digital de foto satelital en que se destaca el sitio Eberhard, y sitios cercanos de interés (Cerro Benítez, Lago Sofia, Lago Dorotea).

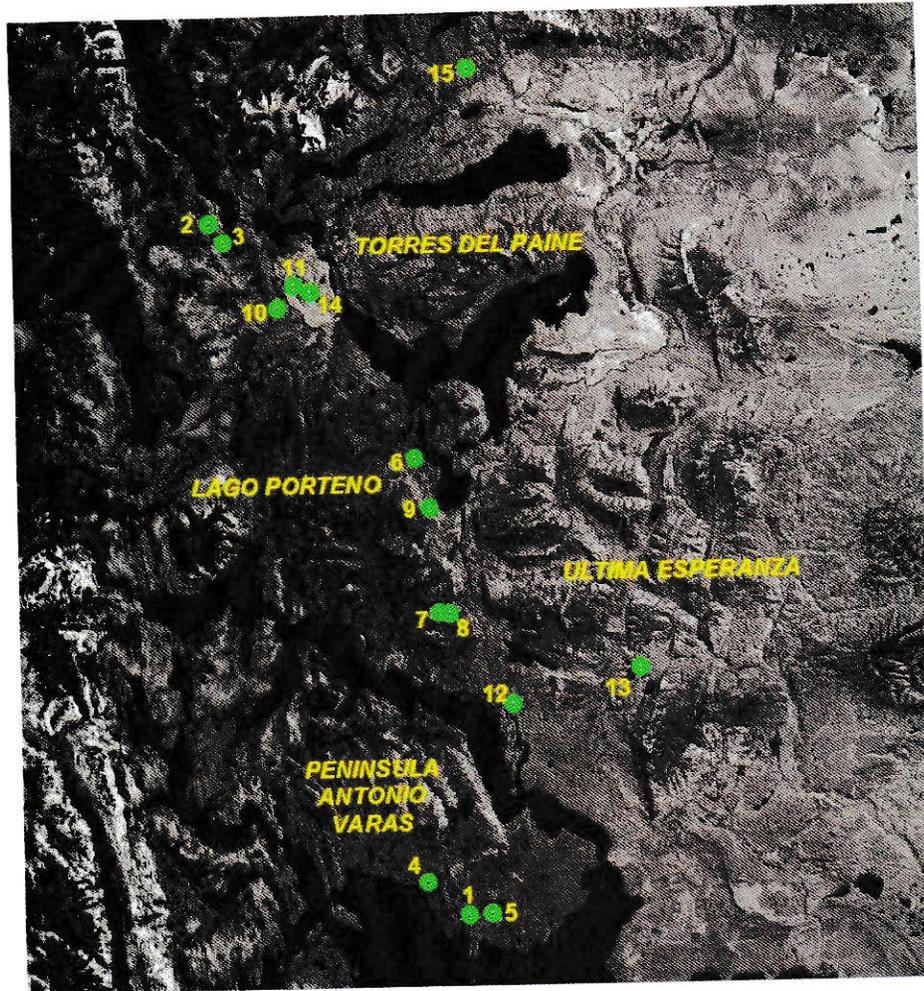
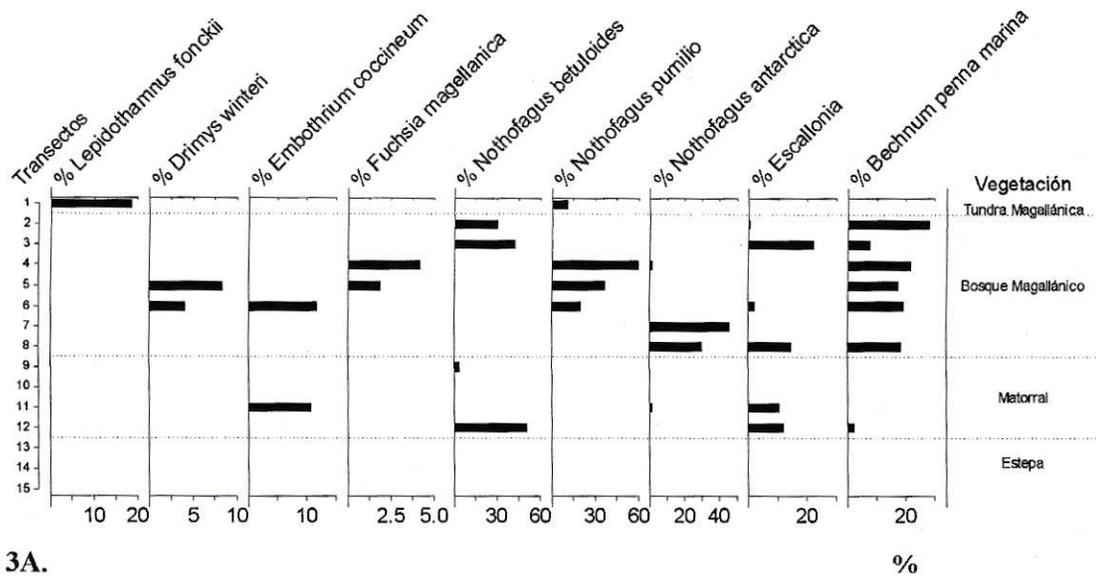


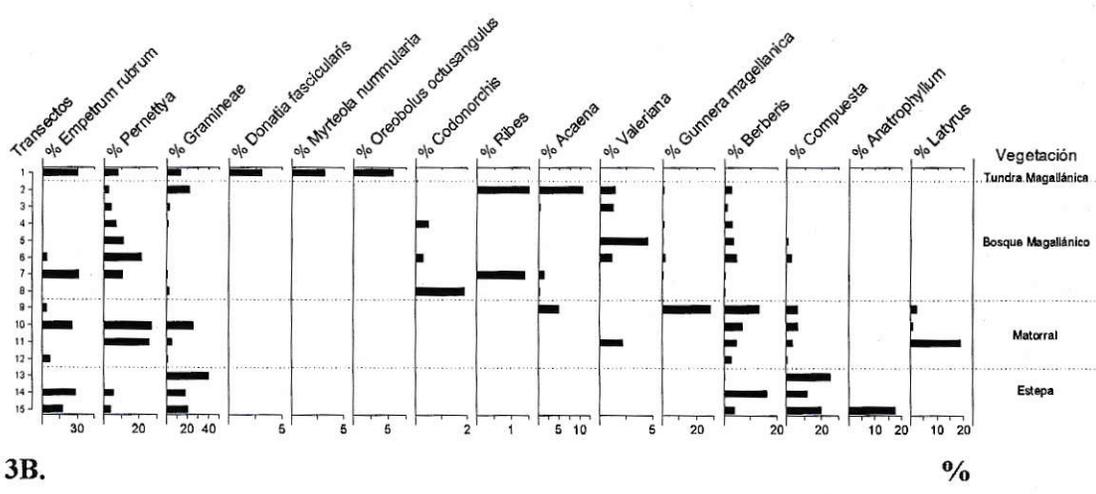
Figura 2: Imagen satelital con los puntos de censo de vegetación en el área de Última Esperanza, Península de Antonio Varas, Lago Porteño y Torres del Paine. Ver Tabla 1 para características de cada sitio.

Nºsitio	Unidad de vegetación	Área del sitio	Coordenada	altitud (msnm)
1	Tundra	Península Antonio Varas	51° 45' 20.8" S / 72° 50' 27.1" W	20
2	Bosque de <i>Nothofagus antarctica</i>	Torres del Paine	51° 06' 90'' S / 73° 07' 49'' W	58
3	Bosque <i>Nothofagus pumilio</i>	Torres del Paine	51° 07' 43" S / 73° 08' 34' W	334
4	Bosque <i>Nothofagus betuloides</i> / <i>N. pumilio</i>	Península Antonio Varas	51°45' 03,4"S / 72°53' 33,4"W	5
5	Bosque <i>Nothofagus betuloides</i>	Península Antonio Varas	51°46' 16,9"S / 72° 48' 0,6" W	13
6	Bosque <i>Nothofagus betuloides</i>	Lago Porteño	51° 18' 48" / 72° 50' 13.3" W	89
7	Bosque <i>Nothofagus pumilio</i>	Última Esperanza	51° 19' 32" S / 72° 33' 44.5" W	766
8	Bosque <i>Nothofagus pumilio</i>	Última Esperanza	51° 29' 25.1" S / 72° 32' 51.3" W	700
9	Matorral <i>Gunnera sp.</i> / <i>Berberis sp.</i>	Lago Porteño	51° 20' 02.6" S / 72° 48' 39.3" W	58
10	Matorral preandino <i>Empetrum sp.</i> / <i>Pernettya sp.</i>	Torres del Paine	51° 07' 42.2" S / 73° 04' 34.1" W	61
11	Matorral <i>Pernettya sp.</i> / <i>Lathyrus sp.</i>	Torres del Paine	51° 07' 43,4'' S / 73° 08' 39'' W	215
12	Matorral perturbado Sitio Eberhard	Última Esperanza	51° 34' 27.9" S / 72° 40' 13.0" W	76
13	Estepa arbustiva 1 (Compuestas)	Última Esperanza	51° 32' 18.2" S / 72° 26' 46.7" W	340
14	Estepa <i>Festuca sp.</i> - <i>Baccharis sp.</i>	Torres del Paine	51° 10' 45.8" S / 72° 58' 42.2" W	37
15	Estepa arbustiva 2 <i>Anatrophylum sp.</i>	Torres del Paine	50° 52' 32.5" S / 72° 50' 35.5" W	325

Tabla 1: Localización y altitud de los transectos de vegetación en el área de Última Esperanza, Península de Antonio Varas, Lago Porteño y Torres del Paine.



3A.



3B.

Figura 3: Transectos de vegetación expresados en porcentajes relativos de taxa respecto a las unidades de vegetación censadas en cada sitio (transectos: 1-15) especificados en al figura 2 y tabla 1; A. Diagrama con los porcentajes de taxa arbóreos y helechos; B. diagrama con los porcentajes de taxa arbustivos y gramíneas.

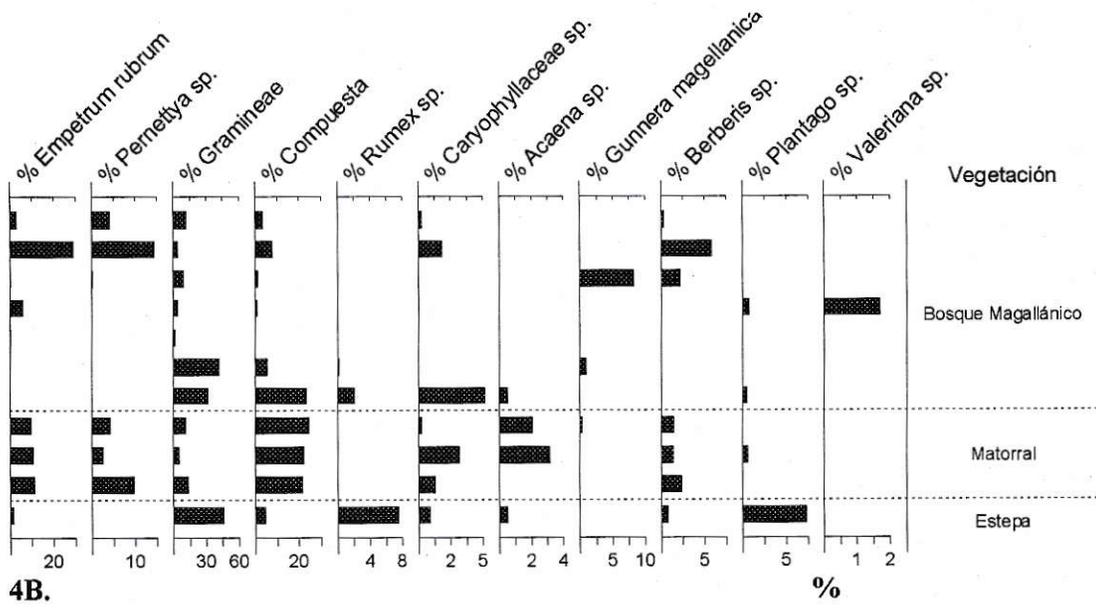
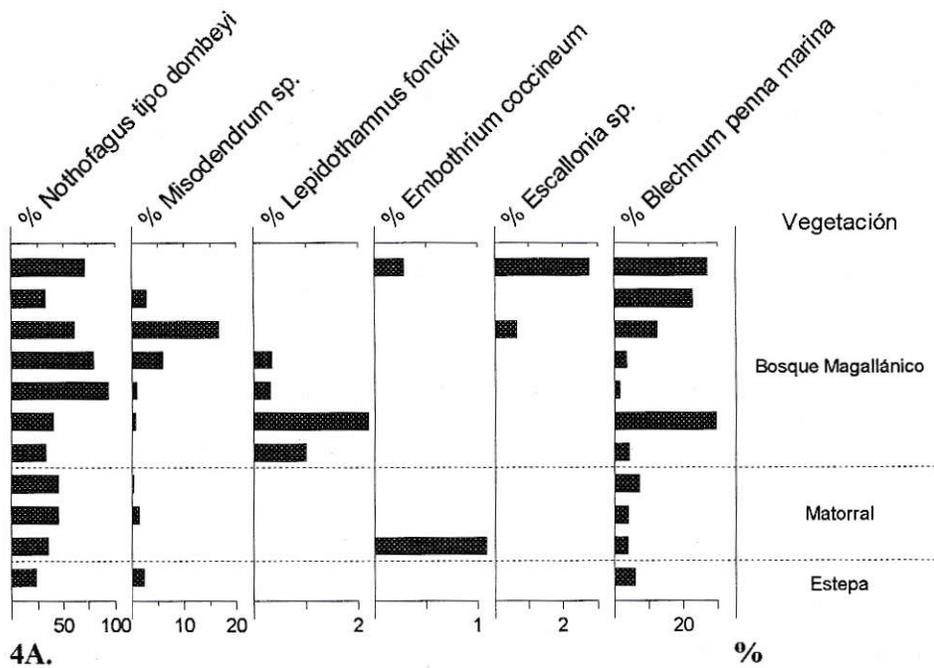


Figura 4: Diagrama de porcentajes de lluvia de polen correspondiente a la unidades de vegetación muestreadas. **A.** Diagrama con los porcentajes de taxa polínicos arbóreos y de esporas de helechos; **B.** Diagrama con los porcentajes de taxa polínicos arbustivos y de gramíneas.

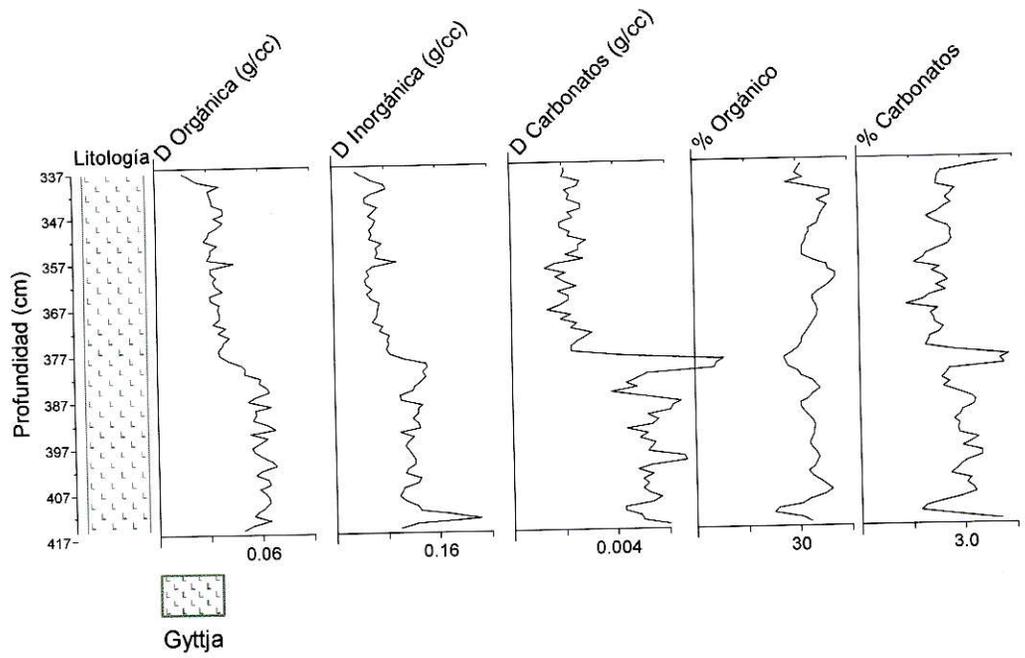


Figura 5. Columna estratigráfica y resultados de pérdida por ignición del testigo PS0401SC obtenido en Lago Eberhard. En el eje y se muestran las profundidades del testigo considerando la columna de agua. (D= densidad)

CAMS#	Material	Sitio	Testigo	¹⁴ C años AP	Cal años AP
124562	Bulk	Lago Eberhard	PS0306SC	620±30	596
124563	Bulk	Lago Eberhard	PS0401BT1	1025±25	861
124564	Bulk	Lago Eberhard	PS0401BT1	1565 ±30	1390
124565	Bulk	Lago Eberhard	PS0401BT2	5810 ±20	6553

Tabla 2. Dataciones radiocarbónicas y edades calibradas (mediana de la probabilidad, con CALIB 5.0) del testigo PS0603SC y PS0401B de Lago Eberhard (CAMS#: número de la datación designado por el laboratorio de análisis)

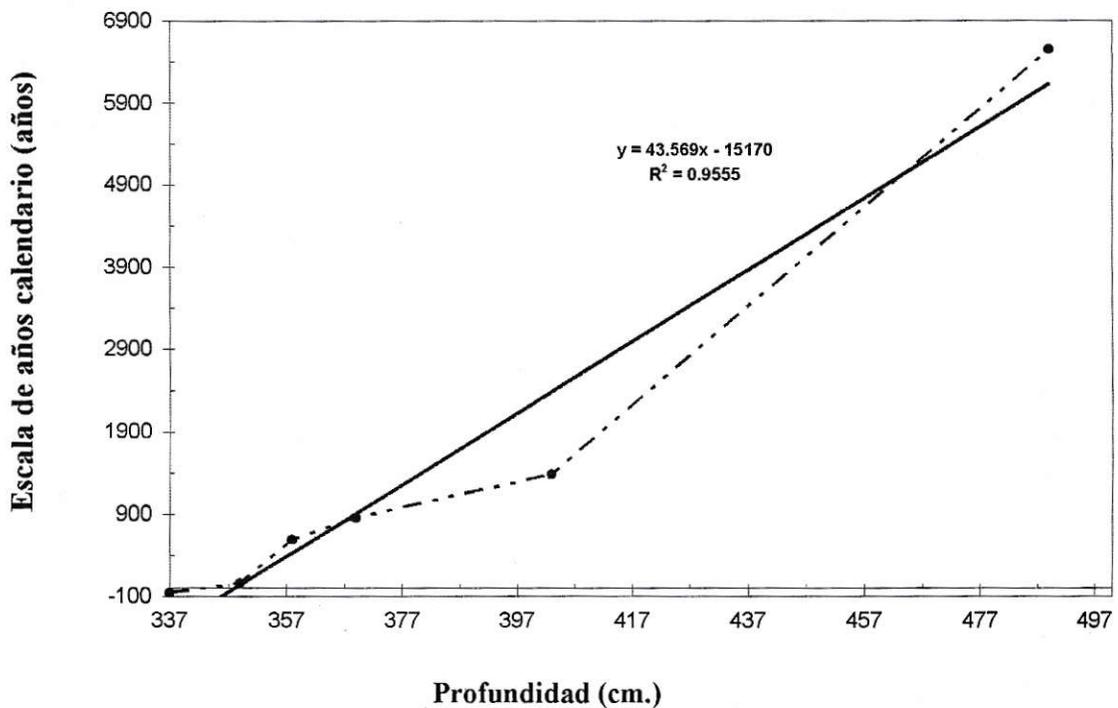


Figura 6: Gráfico de las edades radiocarbónicas calibradas (Tabla 2) respecto a la profundidad de sedimento. El modelo de edad fue construido mediante interpolación lineal (la línea negra representa la tendencia lineal para el modelo de edad).

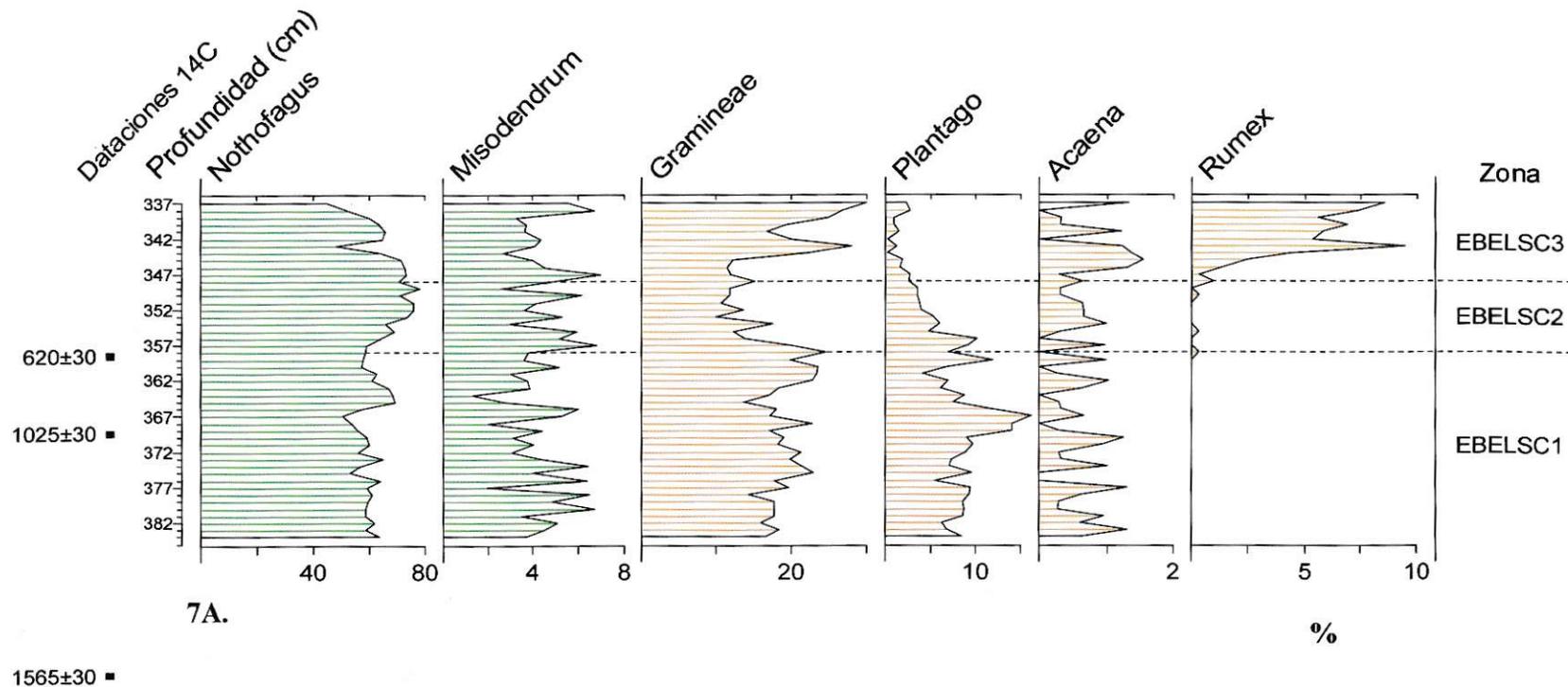
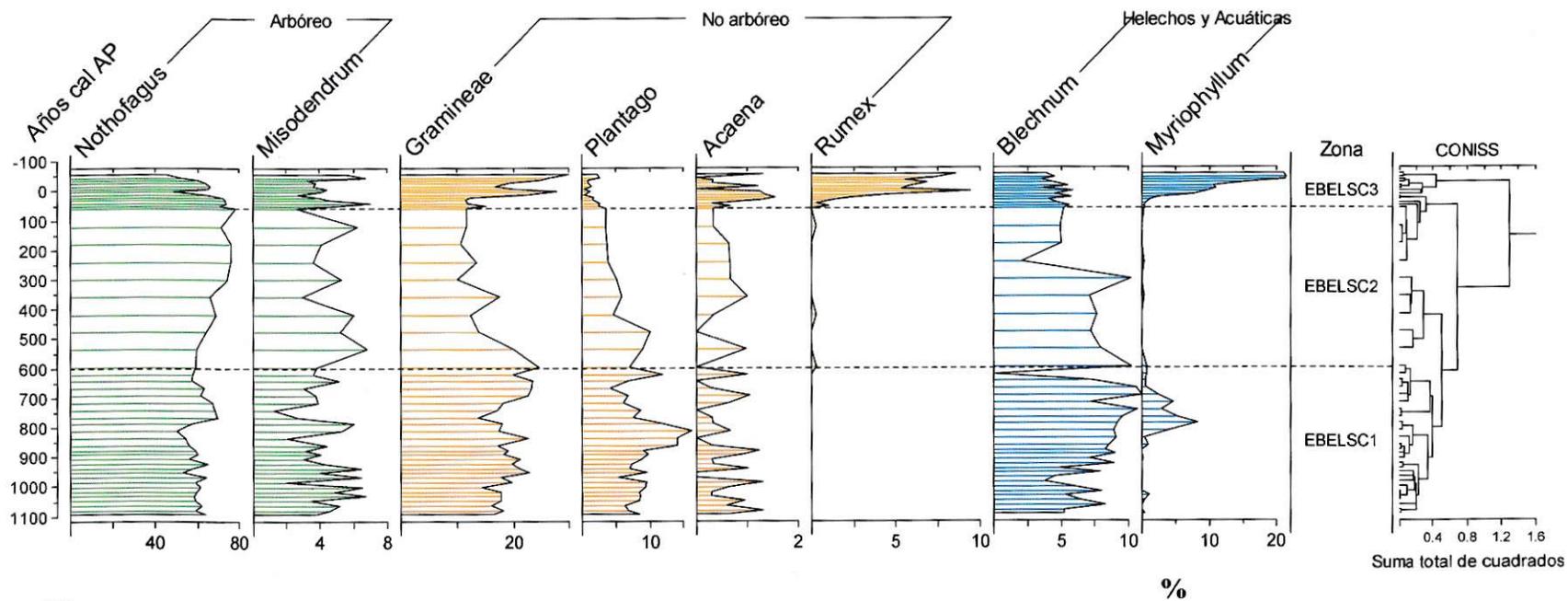


Figura 7A. Diagrama de porcentajes con los resultados del recuento de polen y esporas del testigo PS0401SC extraído de la interfase agua-sedimento de Lago Eberhard. En el eje *y* se muestran las profundidades de los niveles de polen en los sedimentos, considerando la profundidad del la columna del agua; también se muestran en este eje las fechas obtenidas de las dataciones radiocarbónicas; en el eje *x* se muestran los porcentajes de cada taxón.



7B.

Figura 7B. Diagrama de porcentajes con los resultados del recuento de polen y esporas del testigo PS0401SC extraído de la interfase agua-sedimento de Lago Eberhard. En el eje y se muestran el modelo de edades calendario obtenidos de interpolación lineal (Figura 6, Tabla 2). En el eje x se encuentran los valores de porcentajes relativos para cada uno de los taxa identificados. Las zonas polínicas fueron creadas a partir del análisis de cluster CONISS (dendrograma) acotado estratigráficamente, en conjunto con su ensamble polínico.

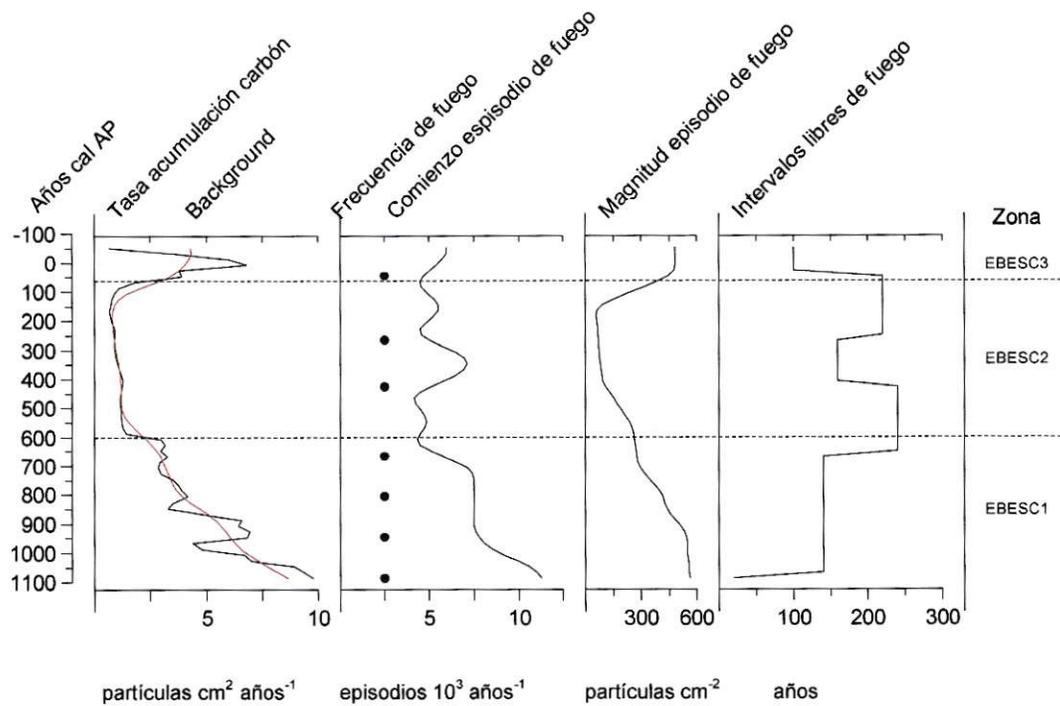


Figura 8. Resultados del análisis de partículas macroscópicas de carbón del registro interfase agua-sedimento (PS0603SC) del Lago Eberhard con el programa CHAPS. La línea punteada separa las zonas definidas por CONISS para el registro polínico (Figura 7B).

CAPÍTULO 3

TRANSICIÓN GLACIAL-POSTGLACIAL EN ÚLTIMA ESPERANZA (51°), PATAGONIA SUR

INTRODUCCIÓN

Múltiples estudios desarrollados sobre la base del análisis testigos de hielo polares, sedimentos marinos y terrestres, se han enfocado en describir los abruptos cambios climáticos ocurridos durante la última transición glacial-postglacial (20-11.5 ka cal AP) ($ka= 10^3$ años). Determinar la distribución espacial y la cronología asociada a estos eventos, es de gran importancia para esclarecer los mecanismos involucrados en generar estos cambios climáticos a escala global (Denton et al., 1999b; Lowell et al., 1995; Steig et al., 1998). El estudio de estos eventos de cambio climático puede ayudar a predecir el comportamiento futuro del sistema climático y la forma en la que los ecosistemas podrían verse afectados frente a éstos (Alley et al., 2002).

La determinación de los mecanismos involucrados en generar los grandes cambios climáticos ha dado pie a una gran discusión que gira en torno a los resultados de registros de hielo de ambos polos (Alley, 2000). De acuerdo a los resultados iniciales de testigos de hielo Antárticos (Blunier et al., 1998; Jouzel et al., 2001; Sowers y Bender, 1995), los cambios climáticos ocurridos durante la transición al actual Interglacial, habrían tenido fluctuaciones semejantes a las del hemisferio norte, aunque en antifase cronológica (Balancín Bipolar) (Broecker, 1998a; Broecker, 1998b; Broecker, 1990; Stocker, 2002; Stocker, 1998) respecto a éstos (Bender et al., 1999; Björk et al., 1998; Dahl-Jensen et al., 1998; Mix et al., 2001; Morgan et al., 2002). De acuerdo a esta hipótesis, los ciclos glaciales del Cuaternario fueron dominados por abruptas reorganizaciones en el sistema océano-atmósfera conducidas por cambios promovidos orbitalmente sobre el transporte de agua dulce, impactando la estructura salina del mar (Broecker y Denton 1990). La alternancia de generación de aguas profundas entre el Océano Noratlántico y Océano sur (Broecker, 1998b; Broecker, 1990), sería el mecanismo causal más probable para explicar las tendencias climáticas durante la Última Terminación (Charles et al., 1996). Sin embargo, estudios posteriores han cuestionado a la teoría del Balancín Bipolar. El

registro de testigo de hielo Antártico (Taylor Dome), es un testigo de hielo del Este de Antártica del cual se obtuvo un mejorado registro (de δD y $\delta^{18}O$) que el registro antártico Vostok, dada su mayor tasa de depositación durante el interglacial y cronología independiente de otros registros (Stenni et al., 2003). Este registro muestra una inesperada correlación cronológica con los registros de Groenlandia para las fluctuaciones climáticas desarrolladas durante la última terminación (Steig et al., 1998) sumado al registro de testigo de hielo antártico Law Dome, los cuales suman debate al mostrar que los eventos climáticos durante este período se encuentran en desfase respecto a los registros de Groenlandia (Morgan et al., 2002). Abruptas reorganizaciones del sistema atmósfera-oceano a nivel global, se ha postulado como sistema fundamental conductor del clima, causando cambios en el albedo o en el contenido de gases invernadero de la atmósfera (Broecker, 1990). El vapor de agua originado en los trópicos es el gas más probable para ligar la ocurrencia de los eventos climáticos entre ambos hemisferios en períodos de tiempo breves (Denton et al., 1999b).

En el intento por resolver las interrogantes asociadas a la relación de eventos climáticos entre hemisferios, se han llevado a cabo múltiples estudios terrestres que permitan dar cuenta de los cambios que abarcan la transición glacial-postglacial (17.5-11.5 ka cal AP). La finalidad de éstos es poner a prueba las diferentes hipótesis planteadas que buscan precisar los mecanismos involucrados en la generación de los grandes cambios climáticos. De esta actividad se ha establecido, tanto sobre la base de estudios glaciales, como testigos de polen y oceánicos, que el calentamiento inicial al término del Último Máximo Glacial (25-17.5 ka cal AP, UMG) fue rápido y sincrónico en ambos hemisferios (17.5-17.15 ka cal AP) (Denton et al., 1999b; McCulloch y Davies, 2001; Moreno y León, 2003). Sin embargo, la mayoría de los estudios terrestres realizados en las latitudes medias y altas del hemisferio sur muestran clara asincronía interhemisférica para los eventos climáticos posteriores (transición glacial-postglacial, 17.5-11.4 ka cal AP) (Blunier y Brook, 2001; McCulloch et al., 2000; Sowers y Bender, 1995). Esta asincronía, estaría dada por procesos oceánicos de transporte de calor desde el Noratlántico (Broecker, 1998a).

Pese a que la correlación en antifase entre hemisferios ha sido ampliamente manifestada sobre la base de la comparación de registros de testigos de hielo y terrestres; estudios palinológicos y de geología glacial del hemisferio sur evidencian cambios climáticos similares tanto en cronología como en dirección (tendencia de enfriamiento o calentamiento) a los

descritos para el hemisferio norte durante el periodo glacial-postglacial (17.5-11.5 ka cal AP). Es el caso del controversial periodo de enfriamiento abrupto denominado Younger Dryas (12.8-11.5 ka cal AP). De acuerdo a los estudios en testigos de hielo groenlandicos, luego de haber comenzado ya el calentamiento correspondiente a la terminación glacial, se generó un súbito retorno a condiciones glaciales extremas (Bender et al., 1999; Björk et al., 1998; Dahl-Jensen et al., 1998; Mix et al., 2001; Morgan et al., 2002). Estudios en las latitudes medias de Sudamérica llamaron la atención al registrar una interesante semejanza en la señal climática y cronológica a este evento (Ariztegui et al., 1997; Denton et al., 1999b; Hajdas et al., 2003; Heusser, 1993; Heusser et al., 1995; Heusser et al., 1996b; Heusser y Rabassa, 1987; Lowell et al., 1995; Moreno et al., 2001; Rabassa y Clapperton, 1990). Puesto que involucran fluctuaciones de gran magnitud en períodos muy cortos de tiempo (en la escala de decenas a centenas de años), estos cambios climáticos abruptos pueden aportar valiosa información al conocimiento de la respuesta del ambiente frente a éstos e incluso para permitirnos eventualmente, predecir cambios climáticos abruptos a futuro (Alley et al., 2002).

El evento climático abrupto mejor estudiado en el Hemisferio Norte es el Younger Dryas (12.8-11.5 ka cal AP), caracterizado como una disminución en la temperatura de 5°C, lo que genera el retorno a condiciones glaciales en la región Noratlántica en sólo una década (Alley et al., 1999; Alley et al., 2002; Alley et al., 1993; Bender et al., 1999; Björk et al., 1998; Dahl-Jensen et al., 1998; Mix et al., 2001; Morgan et al., 2002). Si bien se ha dado gran importancia en torno a este evento con el fin de determinar los procesos involucrados en el cambio climático, la sucesión de eventos posteriores a éste podrían aportar nuevas ideas acerca de la correlación climática interhemisférica y de los mecanismos involucrados en transmitir estas señales. Con los registros de testigos de hielo de ambos hemisferios, es posible realizar una comparación interhemisférica de los cambios climáticos ocurridos durante la Última Terminación. Al inicio de esta etapa, los registros muestran una evidente similitud de tendencia al enfriamiento entre los 14.7 hasta los 12.8 ka cal AP (Blunier et al., 1998; Jouzel et al., 2001; Sowers y Bender, 1995). La diferencia mayor comienza a partir de los 12.8 ka cal AP, momento desde el cual divergen las señales y comienza una tendencia de calentamiento en forma gradual en el hemisferio sur. Al mismo tiempo, en el hemisferio norte se produce la tendencia al calentamiento definitivo en forma abrupta a los 11.5 ka cal AP (Younger Dryas) (Alley et al., 1993; Grootes et al., 1993; Johnsen et al., 1992). Este comportamiento pasado del sistema climático nos provee de una herramienta de aproximación clave para determinar cómo afecta a

nivel global y cómo podría comportarse a futuro (Gagosian, 2003). Por tanto, identificar y entender los mecanismos que llevaron a las condiciones interglaciales, es fundamental para la comprensión de los fenómenos de cambio climático abrupto a nivel global (Newnham y Lowe, 2000).

A pesar de la necesidad de clarificar los eventos climáticos abruptos ocurridos durante el Pleistoceno tardío, existe una notable escasez de registros paleoclimáticos de alta resolución en las latitudes medias y altas del hemisferio sur. Registros detallados de esta naturaleza en lugares claves como Patagonia Sur, nos permitirían poner a prueba la representatividad regional o hemisférica de los registros de hielo polares durante este período. A esto surge la pregunta ¿cuáles fueron los cambios en la vegetación y clima desde el término de la Última Glaciación hasta el presente en Patagonia Sur? Con el fin de descifrar esta interrogante, se realizaron los primeros estudios de alta resolución de polen y carbón (partículas micro y macroscópicas) en testigos de sedimentos lacustres provenientes del sitio Eberhard en Puerto Natales, Patagonia sur (51°S) Chile, los cuales abarcan la transición glacial-postglacial con el objetivo de reconstruir la historia de cambios paleoclimáticos ocurridos durante el término de la última glaciación y el comienzo del Holoceno (17.5-10.5 ka cal AP).

Área de estudio

Patagonia oeste presenta características ideales para la realización de estudios paleoclimáticos y paleoecológicos. Por una parte, se sitúa en una región bajo la influencia permanente de los vientos del oeste, el cual proporciona la fuente de humedad que condiciona la distribución y composición de varias comunidades vegetales, generando un gradiente de disminución de precipitaciones en dirección oeste-este en escasos kilómetros a raíz del incremento de la continentalidad (figura 1) (Endlicher y Santana, 1988). A su vez, la cordillera de los Andes crea un efecto de sombra de lluvia, generando una disminución de la humedad que llega a su flanco este (Endlicher y Santana, 1988). Este escenario proporciona una oportunidad ideal para examinar los análogos modernos, estudio actualista clave para permitir analizar la relación entre parámetros del clima y la vegetación asociada a éste.

En este estudio se realizaron análisis de los sedimentos lacustres obtenidos en el sitio Eberhard (51°34'39.4''S, 72°40'06.6''W, 71 m.s.n.m), ubicado a 1.2 km de Seno Última Esperanza y a 4 km de Cueva Mylodon, Patagonia sur. Seno Última Esperanza es un fiordo

(51.5°S, 72.5°W) que atraviesa los Andes y se conecta al océano Pacífico (Martinic, 1974). El sitio Eberhard corresponde a una cuenca cerrada pequeña, delimitada por colinas de roca madre, proveyendo así de material adecuado para examinar la historia de cambio vegetacional, climático y de paleofuego de manera continua, maximizando señales de cambio local. El área de estudio se encuentra bajo un clima trasandino con degeneración esteparia (Pisano, 1981) y posee una vegetación de bosque deciduo (*Nothofagus pumilio* y *Nothofagus antartica*) asociado a un estrato arbustivo diverso (*Empetrum* sp., *Escallonia* sp., *Berberis buxifolia*, *Pernettya* sp.) y herbáceo dominado por gramíneas.

MATERIALES Y MÉTODOS

Cinco testigos superpuestos entre sí (PS0401B, PS0401C, PS0401D, PS0401E) fueron obtenidos del interior de Lago Eberhard y del pantano adyacente (PS0301A) mediante un barreno de pistón de barra cuadrada (Wright et al., 1984; Wright Jr, 1967). Estos testigos fueron almacenados a 4°C en la Universidad de Chile, luego de haber sido obtenidos en terreno. Posteriormente, se caracterizaron los sedimentos en base a su textura, imágenes de Rayos X y análisis de Pérdida por Ignición (PPI) (Bengtsson y Enell, 1986; Heiri y Lemmcke, 2001).

Volúmenes conocidos de sedimento fueron procesados para extraer el contenido polínico mediante procedimientos físico-químicos convencionales con ácido fluorhídrico (HF), acetólisis y ultrasonido (Faegri e Iversen, 1989). Las muestras de polen de 1cm de espesor fueron montadas en silicona y observadas con aumentos de 400x y 1000x en microscopio óptico, e identificadas con apoyo de estudios de polen de anteras (Heusser, 1971; Villagrán, 1980). Se realizaron recuentos de polen terrestre de 300 granos (suma básica). Los granos de polen de taxa acuáticos se consideran dentro de la suma de polen total (suma básica más polen de acuáticas). Las esporas de Pteridófitas son incorporadas en una suma extra (suma total más esporas). Para obtener valores absolutos de polen (concentración y tasas de acumulación) se agregaron a las muestras de sedimentos una cantidad conocida de esporas exóticas de *Lycopodium* (Stokmarr, 1971). Los resultados son expresados en diagramas de porcentaje y tasas de acumulación o influjo ($\text{granos}/\text{cm}^2/\text{año}$) divididos en zonas de acuerdo a los cambios en la estratigrafía polínica y puesta a prueba mediante análisis de conglomerados (CONISS, según sus siglas en inglés Constrained Incremental Sum of Squares Cluster Analysis, que en español quiere decir Análisis de agrupación restringida de suma de cuadrados) (Grimm, 1987). Para este análisis fueron considerados sólo aquellos taxa que poseen $\geq 2\%$ de la suma básica. Luego, a partir de sus valores crudos se calculan nuevamente los porcentajes, excluyendo taxa acuáticos y helechos. Finalmente, el análisis de cluster restringido estratigráficamente se realiza con el programa TILIA, sobre la base de la nueva planilla de porcentajes.

La historia de fuego de la región y su efecto sobre la vegetación fue documentada a través de recuentos de partículas de carbón en los sedimentos. La realización del recuento de partículas de carbón fue llevada a cabo separando los sedimentos en dos rangos de tamaños de

partículas (107-212 y >212 μm) utilizando los tamices con tamaño de poro respectivos (107-212 μm) para posteriormente contar las partículas de carbón con aumento de 20X (Método Oregon) (Long et al., 1998; Millspaugh et al., 1995), en muestras continuas-contiguas a lo largo del testigo de sedimento para determinar la dinámica de actividad de fuego. La abundancia de partículas macroscópicas fue convertida a concentración (partículas/ cm^3) y luego a tasas de acumulación (Tasas de acumulación de partículas de carbón, influjo de carbón, partículas/ $\text{cm}^2/\text{año}$, influjo) de carbón al multiplicarlas por la tasa de sedimentación ($\text{cm}/\text{año}$) para obtener referencia a la abundancia de partículas. Estos datos fueron entonces procesados con el programa CHAPS (Long et al., 1998; Millspaugh et al., 1995). Este programa interpola las Tasas de acumulación de partículas de carbón designadas particularmente de acuerdo a la media y mediana de las tasas de depositación, permitiendo presentar los datos a intervalos de tiempo igualmente espaciados (Long et al., 1998). De esta forma, mediante el análisis del programa CHAPS las series de tiempo de Tasas de acumulación de partículas de carbón son separadas en dos componentes que dan información complementaria acerca de la historia de fuego, el componente Background que representa la tendencia de los datos de carbón relacionados directamente con los procesos de producción y depositación de carbón; y el componente de Peaks, que corresponde a valores de Tasas de acumulación de partículas de carbón por sobre los valores de Background, lo cual se interpreta como episodios de fuego locales (Whitlock y Millspaugh, 1996). Finalmente con el programa CHAPS se obtienen los parámetros: comienzo de episodios de fuego, frecuencia de fuego, magnitud de episodios de fuego y períodos libres de éste para describir la historia de fuego local en el sitio (Long et al., 1998). Una interpolación de tasas de acumulación cada 10 años y frecuencia de peaks calculada usando una ventana de 5 años fue utilizada para definir la historia de fuego en el sitio Eberhard. Muestras de macrorrestos vegetales fueron datadas para determinar edades radiocarbónicas (método AMS). Los fechados radiocarbónicos fueron calibrados a edades calendario utilizando el programa CALIB 5.0 (Stuiver et al., 2005).

RESULTADOS

Estratigrafía, cronología y rayos x

Los testigos obtenidos desde el sitio Eberhard poseen una clara correlación estratigráfica evidenciada al comparar los valores obtenidos con el método pérdida por ignición (figura 2). Esta correspondencia entre testigos del lago permite generar un registro continuo y sin hiatos utilizando al testigo PS0401B como estratigrafía maestra.

El registro posee una estratigrafía compuesta por unidades litológicas claramente distinguibles (figura 4 y 5). La base del registro, compuesta principalmente de arcilla y limo glacial, posee una edad basal mínima no cercana de 16.3 ka cal AP (13.745 ± 50 años ^{14}C AP) (Tabla 1). Dentro de esta unidad es posible observar una conspicua zona enriquecida en IRD (según sus siglas en inglés Ice Rafted Detritus, que en español quiere decir detrito transportado por hielo) que se observan como clastos en la matriz de arcilla glacial (ver segmento 4 en figura 4). Dos tefras se observan en el registro, ambas corresponden a erupciones del Volcán Reclús, con una edad mínima cercana de 14.6 ka cal AP (12.490 ± 40 años ^{14}C AP) (Tabla 2) para la tefra depositada bajo la zona enriquecida en IRD en la matriz de arcilla y limo glacial (segmento 5 del testigo completo) y una máxima de 10,5 ka cal AP (9310 ± 40 años ^{14}C AP) para la tefra depositada en el segmento PS0401BT2. La siguiente unidad está compuesta por sedimento lacustre orgánico, especialmente rico en laminaciones finas de carbonatos autigénicos, con una edad basal máxima cercana de 12.767 ka cal AP (10.695 ± 40 años ^{14}C AP) y una edad mínima cercana de 11.413 ka cal AP (9980 ± 35 años ^{14}C AP) (Tabla 1). Se destacan una alta variabilidad de materia orgánica (aunque con bajos valores de 15-30%), material clástico de tamaño de grano de arena fina (0.5-1 g/cc) y de carbonatos (<30%), los cuales son particularidades del registro específicamente circunscritas a esta unidad (figura 5). Desde el término de esta unidad rica en laminaciones de carbonatos y por sobre la tefra de 10.5 ka cal AP, predomina sedimentación lacustre orgánica (gyttja) en forma continua hasta una discordancia ubicada a pocos centímetros por sobre esta tefra. Los sedimentos por sobre la discordancia están compuestos por material de re-trabajo, evidenciado por clastos con mala selección, dispersos en una matriz de gyttja. El depósito de estos sedimentos puede ser acotado temporalmente entre una edad máxima no cercana de la tefra de 10.5 ka cal AP hasta una edad mínima cercana datada en 6.5 ka cal AP (5825 ± 30 ^{14}C AP) (Tabla 1), existiendo en el registro entonces, un hiato estimado de cerca de

3500 años. Desde el término de los sedimentos de re-trabajo hacia el techo del registro, se encuentran sedimentos lacustres orgánicos (gyttja), depositados en forma continua hasta el presente.

Se generaron modelos de edad radiocarbónica y calendario utilizando para ello interpolaciones realizadas sobre las edades radiocarbónicas (Tabla 1) y niveles guía cronoestratigráficos (Tabla 2). La curva profundidad-edad muestra un hiato entre aproximadamente 10.5-6.5 ka cal AP. Ambos modelos de edad para el tramo ubicado por debajo de la tefra de 10.5 ka cal AP fueron generados con una interpolación polinomial de tercer orden (Figura 3). Para el tramo superior del registro se generaron interpolaciones lineales entre niveles datados.

Palinología y carbón fósil

El contenido de polen, esporas y de partículas microscópicas de carbón de 220 muestras, fueron analizadas a partir de los sedimentos con contenido orgánico del registro del Lago Eberhard (Figura 6). Las muestras utilizadas para estos análisis poseen un promedio de 57.8 años entre niveles a lo largo del registro completo y de 16 años para el período de interés desarrollado a alta resolución (12.8-10.55 ka cal AP). De acuerdo al ensamble polínico se definieron cuatro zonas delimitando los cambios de los principales taxa (Figura 6). Los resultados de los principales taxa polínicos y esporas identificados en el registro PS0401B muestran el contexto general abarcando desde los 12.8 ka cal AP hasta el presente (Figura 6) y en forma detallada desde los 12.8 ka cal AP hasta los 10.5 ka cal AP (Figura 7), como se describen a continuación:

EBEL1 (12.8-11.5 ka cal AP). Dominancia de gramíneas asociado a taxa indicadores de condiciones abiertas de paisaje (*Acaena sp.*, *Valeriana sp.*, *Moscharia sp.* y *Caryophyllaceae*) y ausencia local de taxa arbóreos (valores <20%). Dentro de esta zona se distinguen cambios polínicos diferenciables en dos lapsos: (i) entre 12.8-12.2 ka cal AP se observan altos valores de *Myriophyllum sp.* (40%) y ciperáceas (20%) asociadas a gramíneas (90%) y taxa arbustivos (*Nothofagus tipo dombeyi*, ≤15%); (ii) entre 12.2-11.5 ka cal AP ocurre un cambio de tendencia al desarrollarse la expansión de *Blechnum penna marina* (≤30%) y *Nothofagus tipo dombeyi* (≤30%), a la par con la disminución de gramíneas y *Myriophyllum sp.*. A los 11.8 ka cal AP se observa además una reversión de *Plantago sp.* durante 200 años, durante los cuales ocurre un notable aumento de *Blechnum penna marina* (con una diferencia de un 20%)

EBEL2 (11.5-10.55 ka cal AP). A partir de esta zona se observa un importante cambio en el ensamble polínico. Un incremento sostenido en *Blechnum penna marina* (alcanzando ~40%), y de *Nothofagus tipo dombeyi* (alcanzando ~80%) y *Misodendrum sp.* ($\leq 5\%$) casi inmediatamente, ocurre acompañado de la declinación de taxa no arbóreos a partir de los 11.5 ka cal AP. La figura 7A y 7B muestra con mayor detalle los cambios de las zonas 1 y 2. Aquí se puede observar con mayor claridad el aumento de *Blechnum penna marina* inmediatamente a los 11.5 ka cal AP, no así en *Nothofagus tipo dombeyi* que toma casi 100 años en expandir. Se observa además la disminución importante de los taxa arbustivos y herbáceos (*Acaena sp.*, *Caryophyllaceae sp.*, *Moscharia sp.* y *Valeriana sp.*) cuyos valores no superan el 5% como máximo y la desaparición de *Myriophyllum sp.* a partir de EBEL2. A partir de esta misma zona, *Plantago sp.* se mantiene en valores relativamente más altos (con un máx. de 5%) que en la base de EBEL1 (<1%, entre 12.8-12.2 ka cal AP).

Las zonas **EBEL3** (10.5~1.1 ka cal AP) y **EBEL4** (1.1-0 ka cal AP) comprenden fluctuaciones importantes de los taxa dominantes (*Nothofagus tipo dombeyi*, gramíneas, *Blechnum penna marina* y Cyperaceae). Sin embargo, *Nothofagus tipo dombeyi* permanece como el taxa más abundante de todo el registro (55-75%) y se le asocian taxa herbáceos y arbustivos de forma muy aislada. Los cambios ocurridos en la vegetación a partir de los 1.1 ka cal AP son discutidos extensamente en otro capítulo de esta tesis.

Sobre la base de los recuentos de partículas macroscópicas de carbón, se realizó el análisis CHAPS (Figura 8) entre 12.8-10.6 ka cal AP. El resultado del análisis muestra evidente diferencia en la frecuencia y magnitud de episodios de fuego entre ambas zonas. Variabilidad de alta frecuencia se observa en la base del registro (EBEL1) llegando a desarrollarse entre 15 y ~50 episodios de fuego cada 1000 años. A partir del comienzo de la zona EBEL2 (11.5 ka cal AP), ocurre una evidente disminución en la frecuencia de episodios de fuego (entre <2- 30 episodios/1000 años), asociado a mayores magnitudes de actividad de fuego hasta los 10.6 ka cal AP. La mayor actividad de fuego dentro del registro se alcanza en el período 12.8-12.2 ka cal AP (EBEL1), momento en el cual ocurre alta variabilidad de actividad de fuego y mayores valores de Tasas de acumulación de partículas de carbón. A partir de 12.2 ka cal AP comienza una tendencia al aumento de períodos sin actividad de fuego, alcanzando su máximo (>120 años libres de actividad de fuego) a los 10.6 ka cal AP (EBEL2).

DISCUSIÓN

Estratigrafía

Los análisis de geomorfología glacial en terreno, apoyado con estereoscopia de fotos aéreas y el estudio estratigráfico de testigos de otros sitios en el área Última Esperanza (Lago Dorotea y Vega Benítez, ver Figura 1), permitieron constatar la presencia de un lago proglacial represado por hielo en el área Última Esperanza a partir de una edad máxima no cercana de 16.3 ka cal AP (Tabla 2). El depósito de la unidad compuesta de arcilla glacial (unidad glaciolacustre) en la base del registro, da cuenta de la presencia del lago proglacial represado por hielo a partir de los 16.3 ka cal AP. La permanencia de este lago posterior al primer calentamiento (17.5 ka cal AP) fue a causa del retroceso glacial en dirección oeste (Moreno P.I., com. pers.) una vez abandonada la posición de margen del lóbulo Última Esperanza al termino del UMG. De ese modo, el glaciar formó una represa en los Andes que evitó el drenaje del lago hacia el Océano Pacífico. Durante el período de existencia del lago proglacial el nivel del mar se encontraba por debajo de la cota actual por glacioeustatismo. De acuerdo a las dataciones en el sitio Eberhard el lago proglacial debe haber permanecido desde una edad mínima no cercana de 16.3 ka cal AP (Tabla 1), hasta los 12.8 ka cal AP, momento en que se produce el drenaje de éste en el sitio Eberhard. Lago Eberhard se ubica en una cuenca cerrada de roca madre que estuvo inundada por el lago proglacial hasta 12.8 ka. Una vez ocurrida la regresión glaciolacustre, la cuenca de lago eberhard queda descubierta y persiste como lago individual, depositándose en él sedimentos en forma continua hasta los 10.6 ka cal AP.

A medida que un glaciar crece por acumulación de nieve, avanza erosionando y retrabajando el material que se halle en su frente, incorporando restos vegetales y rocas (clastos) de diversos tamaños, entre otros elementos que el mismo glaciar desprende. Como proceso natural, los glaciares que poseen un cuerpo de agua en su frente sufren desprendimiento de fragmentos de hielo, generándose témpanos que se desplazan por sobre el cuerpo de agua y depositan el contenido clástico en los sedimentos una vez que éste se derrite (Kanfoush et al., 2000). A lo largo de toda la matriz de la unidad glaciolacustre del registro Eberhard hay presencia de clastos en forma dispersa. Sin embargo, la presencia masiva de detrito transportado por hielo (IRD) en la unidad glaciolacustre por sobre la tefra Reclús de 14.6 ka cal AP y hasta los 12.8 ka cal AP, indica que el frente del glaciar tuvo que haber estado más cerca del sitio Eberhard

durante este período, para que los témpanos que transportaban estos clastos llegaran en mayor proporción al sitio.

El cambio a una unidad lacustre orgánica con laminaciones de carbonatos depositada a escala sub-decadal, indica el desalojo del lago proglacial, permitiendo la sedimentación pelágica en un ambiente lacustre pequeño y desconectado de otros ambientes lacustres proglaciales. El análisis de los carbonatos depositados en forma discreta entre los 12.8 y 11.5 ka cal AP, determinaron su origen autigénico (D. Ariztegui, com pers), los cuales permiten deducir períodos breves (sub-decadal) de importante escasez hídrica y/o desecación durante los cuales habrían sido depositados. El aumento de material clástico inorgánico y alta variabilidad de éste en esta unidad, implica períodos breves (sub-decadales) de alta erosión y lavado de laderas que ocasionaron la llegada de material clástico hasta el lago. De acuerdo a lo anterior, se deduce alta variabilidad hidrológica a causa de rápidos ciclos de abundancia-escasez de disponibilidad hídrica generada por fuertes fluctuaciones climáticas (Chondrogianni et al., 1996) durante este período.

El depósito en forma continua de sedimentos orgánicos (gyttja) en un ambiente lacustre entre los 11.5 y 6.5 ka cal AP, es interrumpido por la presencia de material grueso en una matriz de gyttja. Esto sugiere una regresión lacustre, quedando las laderas adyacentes descubiertas y susceptibles a ser erosionadas. De esta forma se depositan sedimentos de re-trabajo en un ambiente lacustre, aludiendo a un período cálido-seco, que generó un hiato en el registro desde una edad máxima no cercana correspondiente a la tefra Reclús de 9.2 ka cal AP, hasta los 6.5 ka cal AP. A partir de esta fecha habría ocurrido un restablecimiento del espejo de agua, al observarse la continuación de la sedimentación de material lacustre orgánico (gyttja) en forma continua hasta el presente.

Vegetación e historia de fuego

La predominancia y alta variabilidad de taxa no arbóreos (gramíneas y arbustos) en la base del registro polínico, sugieren fuertemente la existencia de una vegetación tipo estepa arbustiva (sin análogos modernos) entre 12.8 y 11.5 ka cal AP. Durante este período se observa una estrecha correspondencia entre las fluctuaciones vegetacionales y las variaciones en los parámetros de los sedimentos (figura 9). Esta correlación se hace más evidente entre *Nothofagus tipo dombeyi*, *Blechnum penna marina* y el contenido de materia orgánica; y entre *Plantago sp.* y

el registro de carbonatos, a partir de los 12.2 ka cal AP. A partir de la misma fecha, se visualiza también el comienzo de una tendencia gradual de expansión de los taxa indicadores de bosque (*Nothofagus tipo dombeyi* y *Blechnum penna marina*) hasta los 11.5 ka cal AP. De acuerdo a lo anterior, se infiere que posterior al retroceso glacial continuaron las condiciones frías con alta variabilidad en las precipitaciones y/o humedad efectiva generando fluctuaciones a escala multidecadales-centenales de los taxa arbóreos. La permanencia de estas condiciones climáticas habrían impedido la expansión arbórea, manteniendo la vegetación de tipo estepa arbustiva durante todo este período (12.8 y 11.5 ka cal AP). No obstante, un leve cambio en las condiciones climáticas a partir de los 12.2 ka cal AP se infiere a partir de la leve expansión de taxa de bosque y *Plantago sp.*, lo cual es interpretado como una atenuación de la severidad y/o variabilidad climática desde esta fecha. Es necesario insistir, sin embargo, en que las condiciones que limitaron la expansión del bosque se mantuvieron hasta el final del período de depósito de carbonatos laminados autigénicos (11.5 ka cal AP). La expansión del Bosque Magallánico ocurre sólo al término de este período, lo cuál se observa como un importante aumento desde 45 a 60% en tan sólo 200 años. Este importante cambio en la vegetación tubo lugar como consecuencia del término del período altamente variable en disponibilidad hídrica y/o del aumento en las precipitaciones, asociado a un aumento en la temperatura a partir de los 11.5 ka cal AP. Concomitante con la expansión del bosque, ocurre el aumento del contenido de materia orgánica, cuyo contenido covaría con el registro de los taxa indicadores de bosque y conservando altos valores hasta los 10.6 ka cal AP (figura 9).

La alta variabilidad y frecuencia de episodios de fuego observados en el registro de partículas macroscópicas de carbón, entre los 12.8 y 11.5 ka cal AP (Figura 8), se encuentran íntimamente relacionados al tipo de combustible disponible para generar los episodios de fuego (Huber et al., 2004; Whitlock y Millspaugh, 1996). Puesto que la vegetación de estepa se renueva y deseca rápidamente, aun en períodos no áridos, permite desarrollar episodios de fuego espaciados por breves períodos de tiempo (Huber et al., 2004). Esta es la situación de la base del registro (12.8-11.5 ka cal AP) en donde dominan los taxa herbáceos, encontrándose breves períodos libres de actividad de fuego, periodicidades cortas y bajas magnitudes de los episodios de fuego. Lo anterior es posible dada la alta tasa de recambio de la vegetación de tipo estepa, que permite sustentar alta frecuencia de episodios de fuego, aunque de bajas magnitudes cada vez. El cambio en el régimen de episodios de fuego a los 11.5 ka cal AP, involucra el abrupto desarrollo del Bosque Magallánico en esta fecha, implicando la disminución de la frecuencia de fuego dado

que es poco frecuente que en ambientes de bosques, ocurran episodios de fuego en forma repetitiva dado los montos de precipitación que los sustentan (Huber et al., 2004). Los análisis fitogeográficos (Pisano, 1981) indican que los montos de precipitación necesarios para la mantención del Bosque Magallánico (500-700 mm), comparados a los necesarios para mantener la estepa (300-400 mm), sugieren que tuvo que haber ocurrido un aumento y/o disminución en la variabilidad de precipitaciones como para que el bosque llegara a desarrollarse. A su vez, valores más altos en las magnitudes de los episodios de fuego podrían ser también explicados por el tipo de vegetación leñosa. Vegetación de este tipo podría estar sustentando mayores magnitudes de eventos de fuego más espaciados temporalmente dado su lenta tasa de recambio, como se observa en el registro (ver Figura 8).

Implicancias regionales

Resultados obtenidos de otros sitios del área Última Esperanza en el marco de esta misma investigación, permitió determinar una edad máxima cercana al retiro glacial del Seno Última Esperanza datada en base al sitio Benítez (Cerro Benítez, Figura 1), es de 17.5 ka cal AP. Dado que el comienzo del registro del Lago Eberhard fue con el depósito de sedimentos glaciolacustres, la señal del momento en que el glacial se retira de su posición UMG, pudo haber sido borrada por la generación del lago proglacial. Más aún, la fecha de 16.3 ka cal AP fue obtenida de material orgánico 50cm por sobre la base de la unidad glaciolacustre recuperada, indicando claramente que es una edad no cercana para el momento del retiro glacial de este sector. Dado las disposiciones geográficas del sitio Eberhard respecto al Cerro Benítez (ver figura 1) y dado el movimiento en dirección suroeste del glaciar, ambos sitios deben haber sido desocupados por el glaciar a la misma fecha, permitiendo inducir que la edad de la base del registro del Lago Eberhard es igual o cercana a 17.5 ka cal AP.

La cronología de cambios climáticos desarrollada en el registro del Lago Eberhard tiene estrecha relación con registros de Tierra del Fuego y Patagonia Norte. El retiro glacial del Seno Última Esperanza a causa del primer calentamiento de la última terminación (17.5 ka cal AP), coincide con los retrocesos glaciales en la Región de los Lagos a los 17.5 ka (Denton et al., 1999b; Moreno et al., 1998; Moreno et al., 1999) Estrecho de Magallanes previo a 17.5 ka cal AP (Sugden et al., 2005) lo cual indica sincronía para el primer calentamiento del período de transición al actual interglacial a los 17.5 ka cal AP.

A diferencia de la señal de calentamiento sincrónica a los 17.5 ka cal AP, una gran diversidad de señales climáticas fueron encontradas a partir de registros del extremo sur de Chile y Antártica. Testigos de hielo antárticos muestran una reversión a condiciones más frías luego del primer calentamiento (Reversión Fría Antártica), entre 14 y ~12.7 ka AP (Jouzel et al., 2001). Estudios realizados en el Estrecho de Magallanes (McCulloch y Davies, 2001) apunta a un avance glacial que se inicio durante la Reversión Fría Antártica y que se extendió hasta 11.7 ka cal AP, incluyendo el tiempo correspondiente al Younger Dryas. El reavance glacial inferido en el área de Última Esperanza muestra correspondencia cronológica con la Reversión Fría Antártica (14.5-12.7 ka cal AP) como lo indica el comienzo del período con presencia masiva de IRD inmediatamente posterior a la tefra del volcán Reclus de 14.5 ka cal AP y el momento de abandono del lago proglacial como fecha término. La persistencia recondiciones frías y altamente variables entre 12.8-11.5 ka cal AP en el registro de lago Eberhard, implica que pese al calentamiento a los 12.8 ka cal AP (como indica el desalojo del lago proglacial por el retiro glacial), se mantienen condiciones más frías que las condiciones posteriores a 11.5 ka cal AP. Diversos registros realizados en Patagonia norte y Argentina muestran señales climáticas y cronologías que fueron asociadas al período Younger Dryas (Ariztegui et al., 1997; Denton et al., 1999b; Hajdas et al., 2003; Heusser, 1993; Heusser et al., 1995; Heusser et al., 1996b; Heusser y Rabassa, 1987; Lowell et al., 1995; Moreno et al., 2001; Rabassa y Clapperton, 1990; Strelin y Malagnino, 2000).

A diferencia de otros registros del sur de Chile que no censan cambios durante el período de Younger Dryas (Ashworth y Markgraf, 1989; Bennett et al., 2000; Hoganson y Ashworth, 1992; Markgraf, 1991), el registro a alta resolución del Lago Eberhard permitió identificar un período más frío durante este período, que posterior a 11.5 ka cal AP. La alta incidencia de fuego asociado a las laminaciones de carbonatos en el registro del Lago Eberhard durante el período de Younger Dryas, permite inferir una gran variabilidad climática, asociada a su depositación. Además, alta variabilidad climática, más que una simple disminución en la humedad, es un importante factor forzante que ocasiona altos montos de actividad de fuego, situación ya inferida antes para un estudio en la Patagonia sur Argentina durante el Pleistoceno tardío (Kitzberger et al., 1997). Por otra parte, el cambio leve en la severidad climática percibida en el registro polínico y de carbón del sitio Eberhard a los 12.2 ka cal AP, es un cambio visualizado también en registros terrestres de Patagonia Norte (Hajdas et al., 2003) e incluso en el registro de temperatura de testigos de hielo de Groenlandia (Alley, 2000; Alley et al., 1993). Esto implica no

sólo un cambio climático precursor hacia tendencias holocénicas, sino que insinuando fuertemente una correlación interhemisférica para los cambios climáticos ocurridos durante el tiempo de Younger Dryas.

CONCLUSIONES

Los resultados del análisis de alta resolución en los sedimentos de Lago Eberhard, indican que posterior al retroceso del lóbulo en Última Esperanza a una edad inferida de 17.5 ka cal AP, ocurrió la formación de un lago proglacial represado por hielo datado en el registro Eberhard entre 16.37-12.8 ka cal AP. El lago proglacial persistió hasta el retroceso glacial en los Andes, generando el retiro del lago en el sector del sitio Eberhard. Desde este momento el Lago Eberhard queda desocupado del lago proglacial, siendo desde este momento rellenado solo a causa de precipitaciones.

Los análisis en la unidad orgánica con laminaciones de carbonatos entre los 12.8-11.5 ka cal AP, revelan la predominancia de una estepa-arbustiva con alta incidencia de fuego local ocurrió bajo condiciones frías y con alta variabilidad en las precipitaciones. Estas fluctuaciones multidecadales-centenales en los taxa arbóreos (*Nothofagus sp.*), están superpuestas a escalas de variación sub-decadal de las laminaciones de carbonatos depositados en forma alternada con abundantes precipitaciones que generaron el lavado de las laderas en períodos cortos de tiempo. Estos resultados sugieren que el clima entre 12.8-11.5 ka cal AP permaneció frío a continuación de la recesión glacial local.

El término en forma abrupta de la unidad de sedimentos con carbonatos laminados asociados la abrupta expansión bosque Magallánico a partir de los 11.5 ka cal AP, permiten inferir un aumento en la temperatura a la par con la estabilización y/o aumento en las condiciones de las precipitaciones-disponibilidad hídrica hasta 10.6 ka cal AP.

Lo anterior permite inferir que las condiciones limitantes para el desarrollo de los taxa arbóreos en esta zona entre 12.8-11.5 ka cal AP, es la disponibilidad y/o variabilidad hídrica y en bajas temperaturas (Pisano, 1981). Esto además es sugerido fuertemente por el desarrollo de vegetación tipo estepa arbustiva, la cual es capaz soportar fluctuaciones climáticas altamente variables y temperaturas más bajas que posterior a 11.5 ka cal AP, y que sólo cuando finaliza este periodo, el bosque expande en forma definitiva.

La vegetación de tipo estepa arbustiva, la gran ocurrencia y variabilidad de episodios de

fuego, el depósito de laminaciones de carbonatos alternados con láminas de material clástico y con la alta variabilidad y bajos valores de materia orgánica entre 12.8-11.5 ka cal AP (Figura 9), implican alta variabilidad climática, causando fluctuaciones importantes en el régimen de precipitaciones y/o de disponibilidad hídrica durante este período. Lo anterior sugiere fuertemente, que los vientos del oeste pueden haber sufrido inestabilidad extrema a escala decadal en Patagonia sur durante la transición glacial-postglacial.

De acuerdo a estos resultados se puede señalar que, si bien el proceso inicial de calentamiento en Patagonia sur se asemeja a las señales antárticas, la cronología final de calentamiento hacia el Holoceno evidencia semejanzas cronológicas al hemisferio norte. Tanto el primer paso de calentamiento hacia el interglacial a los 17.5 ka cal AP, como el cambio climático abrupto en Patagonia Sur, ocurren en forma sincrónica con el evento de enfriamiento Younger Dryas del hemisferio norte. Posteriormente, el calentamiento y establecimiento de condiciones holocénicas en forma abrupta a los 11.5 ka cal AP indican claramente que las tendencias generales de cambio climático hacia el período interglacial, ocurrieron en forma sincrónica en ambos hemisferios.

Estos datos indican clara semejanza a la cronología climática de los registros del hemisferio norte, como así también lo muestran registros en otros sectores del hemisferio sur registros, como lo mostró el registro oceánico en Australia (Andres et al, 2003) el análisis estratigráfico de morrenas en Nueva Zelanda (Denton y Hendy, 1994; Newnham y Lowe, 2000) y de testigos marinos en la zona del Frente Polar Antártico, en el océano Pacífico (Morigi et al., 2003).

REFERENCIAS

- Alley, R. B. (2000). The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary Science Reviews* **19**, 213-226.
- Alley, R. B., Clark, P. U., Keigwin, L. D., y Webb, R. S. (1999). Making sense of millennial-scale climate change. In "Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales." (P. U. Clark, R. S. Webb, y L. D. Keigwin, Eds.), pp. 385-394. Geophysical Monograph series, Washington, DC.
- Alley, R. B., Marotzke, J., Nordhaus, W., Peteet, D., Pielke, R. Jr., Pierrehumbert., Rhines, P., Stocker, T., Talley, L., Wallace, J.M. (2002). Abrupt Climate Change: Inevitable Surprises. Committee on Abrupt Climate Change, National Research Council.
- Alley, R. B., Meese, D. A., Shuman, A. J., Gow, A. J., Taylor, K. C., Grootes, P. M., White, J. W. C., Ram, M., Waddington, E. D., Mayewski, P. A., y Zielinski, G. A. (1993). Abrupt accumulation increase at the Younger Dryas termination in the GISP2 ice core. *Nature* **362**, 527-529.
- Andres, M. S., Bernasconi, S.M., McKenzie, y J.A., Rohl, U. (2003). Southern Ocean deglacial record supports global Younger Dryas. *Earth and Planetary Science Letters* **216**, 515-524.
- Ariztegui, D., Bianchi, M. M., Masferro, J., Lafargue, E., y Niessen, F. (1997). Interhemispheric synchrony of Late-glacial climatic instability as recorded in proglacial Lake Mascardi, Argentina. *Journal of Quaternary Science* **12**, 333-338.
- Ashworth, A. C., y Markgraf, V. (1989). Climate of the Chilean Channels between 11,000 and 10,000 yr B.P. based on fossil beetle and pollen analyses. *Revista Chilena de Historia Natural* **62**, 61-74.
- Bender, M. L., Malaize, B., Orchardo, J., Sowers, T., y Jouzel, J. (1999). High precision correlations of Greenland and Antarctic ice core records over the last 100 kyr. In "Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales." (P. U. Clark, R. S. Webb, y L. D. Keigwin, Eds.), pp. 149-164. Geophysical Monograph series, Washington, DC.
- Bengtsson, L., y Enell, M. (1986). Chemical analysis. En "Handbook of Palaeoecology and Palaeohydrology." (B. E. Berglund, Ed.), pp. 423-451. John Wiley y Sons.

- Bennett, K. D., Haberle, S. G., y Lumley, S. H. (2000). The last glacial-Holocene transition in Southern Chile. *Science* **290**, 325-328.
- Björk, S., Walker, M. J. C., Cwynar, L. C., Johnsen, S., Knudsen, K.-L., Lowe, J. J., Wohlfarth, B., INTIMATE, y miembros. (1998). An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. *Journal of Quaternary Science* **13**, 281-292.
- Blunier, T., y Brook, E. J. (2001). Timing of Millennial-Scale Climate Change in Antarctica and Greenland During the Last Glacial Period. *Science* **291**, 109-112.
- Blunier, T., Chapellaz, J. A., Schwander, J., Dallenbach, A., Stauffer, B., Stocker, T. F., Raynaud, D., Jouzel, J., Clausen, H. B., Hammer, C. U., y Johnsen, S. J. (1998). Asynchrony of Antarctic y Greenland climate change during the last glacial period. *Nature* **393**, 739-743.
- Bradley, R. S. (1999). "PALEOCLIMATOLOGY, Reconstructing Climates of the Quaternary." Academic Press, San Diego.
- Broecker, W. S. (1998a). Paleocean circulation during the last deglaciation: A bipolar seesaw? *Paleoceanography* **13**, 119-121.
- Broecker, W. S., y Henderson G.M. (1998b). The sequence of events surrounding Termination II y their implications for the cause of glacial-interglacial CO₂ changes. *Paleoceanography* **13**, 352-364.
- Broecker, W. S. D., G.H. (1990). The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Quaternary Science Reviews* **9**.
- Broecker, W. S. H. G. M. (1998c). The sequence of events surrounding Termination II and their implications for the cause of glacial-interglacial CO₂ changes *Paleoceanography* **13**, 352-364.
- Cortés, R. (1985). "Geología y geomorfología de Última Esperanza entre los paralelos 51° y 52°." Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (Argentina), Instituto de la Patagonia (Chile), Royal Society (Gran Bretaña), Buenos Aires.
- Charles, C. D., Lynch-Stieglitz, J., Ninnemann, U. S., y Fairbanks, R. G. (1996). Climate connections between the hemisphere revealed by deep sea sediment core/ice core correlations. *Earth and Planetary Science Letters* **142**, 19-27.
- Chondrogianni, C., Ariztegui, D., Bernasconi, S., Lafargue, y Mckenzie, J. A. (1996). Geochemical indicators tracing ecosystem response to climate change during the late Pleistocene (Lake Albano, central Italy). *Mem. Ist. ital. Idrobiol.* **55**, 99-109.

- Dahl-Jensen, D., Mosegaard, K., Gundestrup, N., Clow, G.D., Johnsen, S.J., Hansen, A. W., Balling, N. (1998). Past temperatures directly from the Greenland ice sheet. *Science* **282**, 268-271.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdottir, A. E., Jouzel, J., y Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* **364**, 218-220.
- Denton, G. H., y Hendy, C. H. (1994). Younger Dryas age advance of Franz Josef Glacier in the Southern Alps of New Zealand. *Science* **264**, 1434-1437.
- Denton, G. H., Lowell, T. V., Moreno, P. I., Andersen, B. G., y Schlüchter, C. (1999a). 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 Series A-Physical Geography* **81 A**, 167-229.
- Denton, G. H., Lowell, T. V., Moreno, P. I., Andersen, B. G., y Schlüchter, C. (1999b). Interhemispheric linkage of paleoclimate during the last glaciation. *Geografiska Annaler Series A-Physical Geography* **81 A**, 107-153.
- Endlicher, W., y Santana, A. (1988). El clima del sur de la Patagonia y sus aspectos ecológicos. Un siglo de mediciones climatológicas en Punta Arenas. *Anales del Instituto de la Patagonia, serie Ciencias Naturales* **18**, 57-86.
- Faegri, K., y Iversen, J. (1989). "Textbook of pollen analysis." John Wiley y Sons.
- Gagosian, R. B. (2003). Abrupt Climate Change, Should We Be Worried? World Economic Forum.
- Grigg, L. D., y Whitlock, C. (2001). Evidence for Millennial-scale climate change during marine isotope stages 2 and 3 at Little Lake, Western Oregon, U.S.A. *quaternary Research* **56**, 10-22.
- Grimm, E. (1987). CONISS: A fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers and Geosciences* **13**, 13-35.
- Grootes, P. M., Stuiver, M., White, J. W. C., Johnsen, S., y Jouzel, J. (1993). Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature* **366**, 552-544.
- Hajdas, I., Bonani, G., Moreno, P. I., y Ariztegui, D. (2003). Precise radiocarbon dating of Late-Glacial cooling in mid-latitude South America. *Quaternary Research* **59**, 70-78.

- Heiri, O., Lotter A. y Lemmcke, G. (2001). Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology* **25**, 101-110.
- Heusser, C. J. (1971). "Pollen and spores of Chile, Modern types of the Pteridophyta, Gymnospermae, and Angiospermae." USA.
- Heusser, C. J. (1993). Late-glacial of southern South America. *Quaternary Science Reviews* **12**, 345-350.
- Heusser, C. J. (1995). Three Late Quaternary pollen diagrams from southern Patagonia and their paleoecological implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **118**, 1-24.
- Heusser, C. J., Denton, G. H., Hauser, A., Andersen, B. G., y Lowell, T. V. (1995). Quaternary pollen records from the Archipiélago de Chiloé in the context of glaciation and climate. *Revista Geológica de Chile* **22**, 25-46.
- Heusser, C. J., Lowell, T. V., Heusser, L. E., Hauser, A., Andersen, B. G., y Denton, G. H. (1996a). Full-glacial-late-glacial paleoclimate of the Southern Andes: Evidence from pollen, beetle, and glacial records. *Journal of Quaternary Science* **11**, 173-184.
- Heusser, C. J., Lowell, T. V., Heusser, L. E., Hauser, A., Andersen, B. G., y Denton, G. H. (1996b). 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., y Rabassa, J. (1987). Cold climatic episode of Younger Dryas age in Tierra del Fuego. *Nature* **328**, 609-611.
- Hoganson, J. W., y Ashworth, A. C. (1992). Fossil beetle evidence for climatic change 18,000-10,000 years B.P. in south-central Chile. *Quaternary Research* **37**, 101-116.
- Holling, J. T., y Schilling, D. H. (1981). Late Wisconsin-Weichselian mountain glaciers and small ice caps. In "The last great ice sheets." (G. H. Denton, y T. J. Hughes, Eds.), pp. 179-206. Wiley Interscience.
- Huber, U. M., Markgraf, V., y Schabitz, F. (2004). Geographical and temporal trends in Late Quaternary fire histories of Fuego-Patagonia, South America. *Quaternary Science Review* **23**, 1079-1097.
- Hughen, K. A., Overpeck, J. T., Lehman, S. J., Kashgarian, M., Southon, J., Peterson, L. C., Alley, R., y Sigman, D. M. (1998). Deglacial changes in ocean circulation from an extended radiocarbon calibration. *Nature* **391**, 65-68.

- Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dangaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C. U., Iversen, P., Stauffer, B., y Steffensen, J. P. (1992). Irregular glacial stadials in a new Greenland ice core. *Nature* **359**, 311-313.
- Jouzel, J., Masson, V., Cttani, O., Falourd, S., Stievenard, M., Stenni, B., Longinelli, A., Jhonsen, S.J., Steffenssen, J.P., Petit, J. R., SchwanderJ., Souchez, R., Barkov, N.I. (2001). A new 27ky high resolution East Antarctic climate record *Geophysical Research Letters* **28**, 3199-3202.
- Kanfoush, S. L., Hodell, D. A., Charles, C. D., Guilderson, T. P., Graham Mortyn, G., y Ninnemann, U. S. (2000). Millennial-scale instability of the Antarctic Ice Sheet during the last glaciation. *Science* **288**, 1815-1818.
- Kitzberger, T., Veblen, T., y Villalba, R. (1997). Climatic influences on fire regimes along a rain forest-to-xeric woodland gradient in northern Patagonia, Argentina. *Journal of Biogeography* **24**, 35-47.
- León, R. J. C., y Aguiar, M. R. (1985). El deterioro por uso pastoril en estepas herbáceas patagónicas. *Phytocoenologia* **13**, 181-196.
- Long, C. J., C. Withlock, P.J., y S.H. Millspaugh. (1998). A 9,000-yr history from the Oregon Coastal Range, based on a high-resolution charcoal study. *Canadian Journal of Forest Research* **28**, 774-787.
- Lowell, T. V., Heusser, C. J., Andersen, B. G., Moreno, P. I., Hauser, A., Denton, G. H., Heusser, L. E., Schluchter, C., y Marchant, D. (1995). Interhemispheric correlation of Late Pleistocene Glacial events. *Science* **269**, 1541-1549.
- Markgraf, V. (1991). Younger Dryas in South America? *Boreas* **20**, 63-69.
- Markgraf, V., D'Antoni, H. L., y Ager, T. A. (1981). Modern pollen dispersal in Argentina. *Palynology* **5**, 235-254.
- Markgraf, V., Webb, R. S., Anderson, K. H., y Anderson, L. (2002). Modern pollen/climate calibration for southern South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **181**, 375-397.
- Martinic, M. (1974). Reconocimiento geográfico y colonización de Última Esperanza, 1870-1910, Anales del Instituto de la Patagonia. *Anales del Instituto de la Patagonia* **5**, 5-55.
- Martinic, M. (2001). La actividad industrial en Magallanes entre 1890 y mediados del siglo XX. *Historia* **34**, 91-115.
- Masson, V., Vimeux, F., Jouzel, J., Morgan, V., Delmotte, M., Ciais, P., Hammer, C., Johnsen, S., Lipenkov, V. Y., Mosley-Thompson, E., Petit, J.-R., Steig, E. J., Stievenard, M., y

- Vaikmae, R. (2000). Holocene Climate Variability in Antarctica Based on 11 Ice-Core Isotopic Records. *Quaternary Research*, 348-358.
- McCulloch, R. D., Bentley, M. J., Purves, R. S., Hulton, N. R. J., Sugden, D. E., y Clapperton, C. M. (2000). Climatic inferences from glacial and palaeoecological evidence at the last glacial termination, southern South America. *Journal of Quaternary Science* **15**, 409-417.
- McCulloch, R. D., y Davies, S. J. (2001). Late-glacial and Holocene palaeoenvironmental change in the central Strait of Magellan, southern Patagonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **173**, 143-173.
- Millspaugh, S. H., Witlock, C., y Bartlein, P. J. (2000). Variations in fire frequency and climate over the past 17000 yr in central Yellowstone National Park. *Geology* **28**, 21-214.
- Millspaugh, S. H. a. W., C. (1995). A 750 year fire history based on lake sediments records in Central Yellowstone National Park. *Holocene* **5**, 283-292.
- Mix, A. C., Bard, E., y Schneider, R. (2001). Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews* **20**, 627-657.
- Moreno, P. I., Almquist-Jacobson, H., Denton, G. H., Grimm, E. C., Jacobson, G. L. J., y Watts, W. A. (1998). Interhemispheric correlation of millennial scale climate changes during the termination of the last ice age: the southern Andes, penninsular Florida, and Central Europe. In "Northern Hemisphere-Southern Hemisphere Interactions. 15th Biennial Meeting, AMQUA." pp. 51-53, Puerto Vallarta, México.
- Moreno, P. I., Jacobson, G. L., Andersen, B. G., Lowell, T. V., y Denton, G. H. (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 A**, 285-311.
- Moreno, P. I., Jacobson, G. L., Lowell, T. V., y Denton, G. H. (2001). Interhemispheric climate links revealed from a late-glacial cool episode in southern Chile. *Nature* **409**, 804-808.
- Moreno, P. I., y León, A. L. (2003). Abrupt vegetation changes during the last glacial to Holocene transition in mid-latitude South America. *Journal of Quaternary Science* **18**, 787-800.
- Morgan, V., Delmotte, M., Ommen T.V., Jouzel, J., Chappellaz, J., Woon, S., Masson-Delmotte, V., Raynaud, D. (2002). Relative timing of deglacial climate events in Antarctic and Greenland. *Science* **297**, 1862-1864.

- Morigi, C., Capotondi, L., Giglio, F., Langone, L., Brilli, M., Turi, B., y Ravaoli, M. (2003). A possible record of the Younger Dryas event in deep-sea sediments of the Southern Ocean (Pacific sector). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **198**, 265-278.
- Newnham, R. M., y Lowe, D.J. (2000). Fine-resolution pollen record of late-glacial climate reversal from New Zeland. *Geology* **28**, 759-762.
- Pisano, E. (1981). Bosquejo fitogeográfico de Fuego-Patagonia. *Anales del Instituto de la Patagonia*.
- Rabassa, J., y Clapperton, C.H. (1990). Quaternary glaciation oh the southern Andes. *Quaternary Science Review* **9**, 153-174.
- Sowers, T., y Bender, M. (1995). Climate records covering the last deglaciation. *Science* **269**, 210-214.
- Steig, E. J., Brook, E. J., White, J. W. C., Sucher, C. M., Bender, M. L., Lehman, S. J., Morse, D. L., Waddington, E. D., y Clow, G. D. (1998). Synchronous climate changes in Antarctica and the North Atlantic. *Science* **282**, 92-95.
- Stenni, B., Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Rothlisberger, R., Castellano, E., Cattani, O., Falourd, S., Johnsen, S. J., Longinelli, A., Sachs, J. P., Selmo, E., Souchez, R., Steffensen, J. P., y Udisti, R. (2003). A late-glacial high-resolution site and source temperature record derived from the EPICA Dome C isotope records (East Antarctica). *Earth and Planetary Science Letters* **217**, 183-195.
- Stenni, B., Masson-Delmotte, V., Johnsen, S., Jouzel, J., Longinelli, A., Monnin, E., Rothlisberger, R., y Selmo, E. (2001). An Oceanic Cold Reversal During the Last Deglaciation. *Science* **293**, 2074-2077.
- Stocker, T. (2002). North-South Connections. *Science* **297**, 1814-1815.
- Stocker, T. F. (1998). The seesaw effect. *Science* **282**, 61-62.
- Stocker, T. F. (2000). Past and future reorganizations in the climate system. *Quaternary Science Reviews* **19**, 301-319.
- Stokmarr, J. (1971). Tablets with spores in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores* **13**, 615-621.
- Strelin, J. A., y Malagnino, E. C. (2000). Late-Glacial History of Lago Argentino, Argentina, and Age of the Puerto Bandera Moraines. *Quaternary Research* **54**, 339-347.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., y Reimer, R. W. (2005). CALIB 5.0.

- Sugden, D. E., Bentley, M. J., Fogwill, C. J., Hulton, N. R. J., McCulloch, M. T., y Purves, R. S. (2005). Late -glacial events in southernmost South America and their global implicate. *Geografiska annaler. Series A, Physical geography* **87**, 271.
- Villagrán, C. (1980). Vegetationsgeschichtliche und pflanzensoziologische Untersuchungen im Vicente Perez Rosales Nationalpark (Chile). *Dissertationes Botanicae* **54**, 1-165.
- Weaver, A. J., Saenko, O. A., Clark, P. U., y Mitrovica, J. X. (2003). Meltwater Pulse 1A from Antarctica as a Trigger of the Bølling-Allerød Warm Interval. *Science* **299**, 1709-1713.
- Whitlock, C., y Millspaugh, S. (1996). Testing assumptions of fire history studies: An examination of modern charcoal accumulation in Yellowstone National Park. *Holocene* **6**, 7-15.
- Wright, H. E. J., Mann, D. H., y Glaser, P. H. (1984). Piston corers for peat and lake sediments. *Ecology* **65**, 657-659.
- Wright Jr, H. T. (1967). A square rod piston sampler for lake sediments, *Journal of Sedimentary Petrology* **37**, 975-976.
- Wunsch, C. (2006). Abrupt climate change: An alternative view. *Quaternary Research* **65**, 91-203.

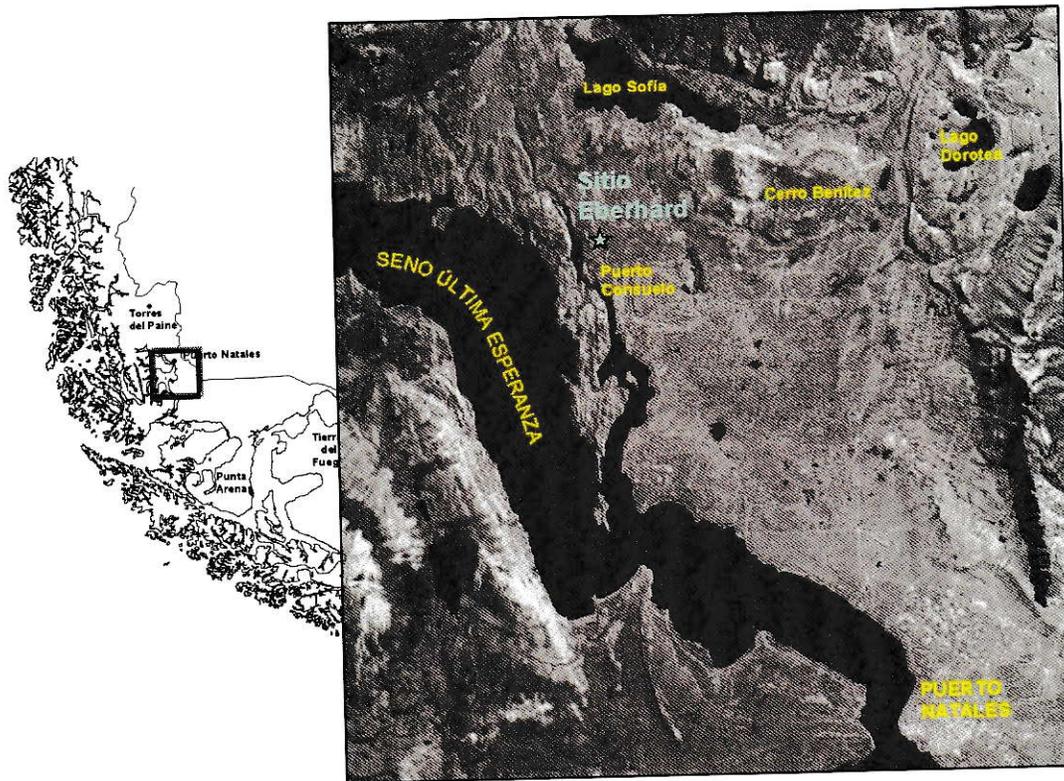


Figura 1: A la izquierda, figura de la Región de Magallanes. A la derecha, imagen digital de foto satelital en que se destaca el sitio Eberhard, y sitios cercanos de interés (Cerro Benítez, Lago Sofia, Lago Dorotea).

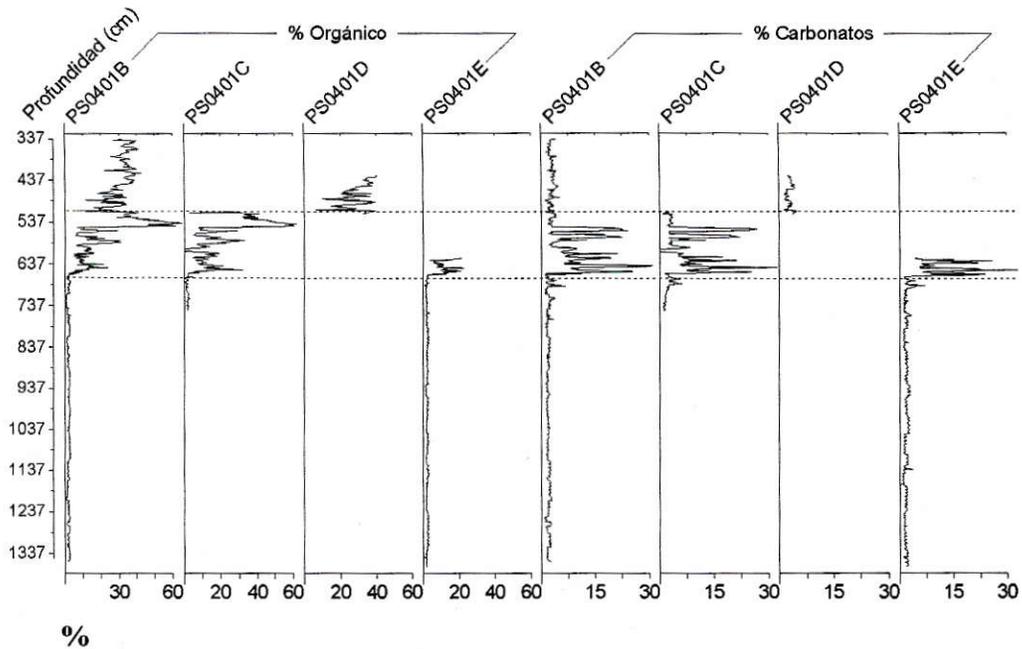


Figura 2: Registros de los testigos PS0301A, PS0401B, PS0401C, PS0401D y PS0401E con % de materia orgánica y % de carbonatos como resultado de pérdida por ignición. En el eje y se muestran las profundidades respecto a la superficie del lago. Las líneas punteadas permiten señalar la clara correlación estratigráfica entre los testigos lacustres.

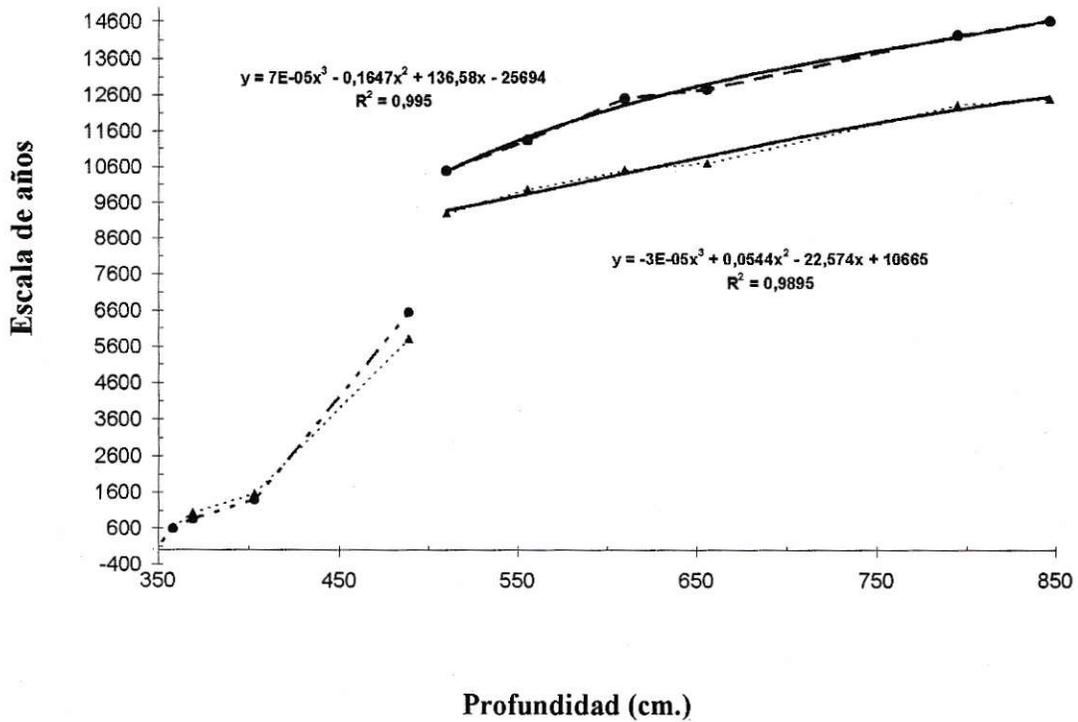


Figura 3: Gráfico con las dataciones radiocarbónicas (línea inferior punteada) y edades calibradas (mediana de la probabilidad, línea superior con círculos) respecto a la profundidad de sedimento. El trazo continuo corresponde a la línea de tendencia polinomial de tercer orden para ambas escalas de edad durante el período Pleistoceno tardío. Las ecuaciones pertenecen a las regresiones de tercer orden para cada modelo de edad. El modelo de edad del Holoceno fue construido mediante interpolación lineal para ambas escalas de edad.

CAMS#	Material	Sitio	Prof.(cm)	Testigo	¹⁴ C años AP	Cal años AP
98919	Macrorrestos	Pantano	383-384	PS0301AT4	9435±35	10.665
107007	Bulk	Pantano	524-525	PS0301AT5	10.340±40	12.182
98830	Bulk	Pantano	517-518	PS0301AT5	10.525±45	12.532
107006	Bulk	Pantano	521-522	PS0301AT5	10.535±40	12.548
98831	Bulk	Pantano	674-675	PS0301AT7	13.690±45	16.303
107008	Bulk	Pantano	728-729	PS0301AT7	13.745±50	16.371
124562	Bulk	Lago	348-349	PS0306SC	620±30	596
124563	Bulk	Lago	369-370	PS0401BT1	1025±25	861
124564	Bulk	Lago	403-404	PS0401BT1	1565 ±30	1390
124565	Bulk	Lago	489-490	PS0401BT2	5810 ±20	6553
107051	Semillas	Lago	546-547	PS0401BT2	9980±35	11.413
107052	Semillas	Lago	662-663	PS0401ET1	10.695±40	12.767

Tabla 1: Dataciones radiocarbónicas y edades calibradas (mediana de la probabilidad, con CALIB 5.0) del sitio Eberhard (CAMS#: número de la datación designado por el laboratorio de análisis).

CAMS #	Material	SITIO	Testigo	¹⁴ C años AP	Cal años AP
98918	Bulk	Vega Benítez	PS0302AT4	9130±35	10.267
98835	Bulk	Vega Ñandú	PS0304AT3	9310±40	10.516
98917	Bulk	Vega Benítez	PS0302AT7	12.325±40	14.216
98916	Bulk	Vega Benítez	PS0302AT9	12.490±40	14.602
107054	Bulk	Lago Dorotea	PS0402FT3	12.460±90	14.530

Tabla 2: Edades radiocarbónicas y calibradas (mediana de la probabilidad), obtenidas de niveles asociados a tefras en otros registros de Patagonia sur en el contexto de este estudio, cuyas tefras fueron identificadas por Charles Stern (comunicaciones personales).



Figura 4: Mosaico de imágenes digitales de las radiografías tomadas al testigo PS0401B (Lago Eberhard). Cada segmento corresponde a ~1 m de sedimento, extraídos en forma continua. La base de cada segmento se continúa con el tope del siguiente, de modo que la base del testigo del extremo derecho de la imagen, corresponden a los sedimentos más antiguos y el tope del testigo del extremo izquierdo, los sedimentos más jóvenes.

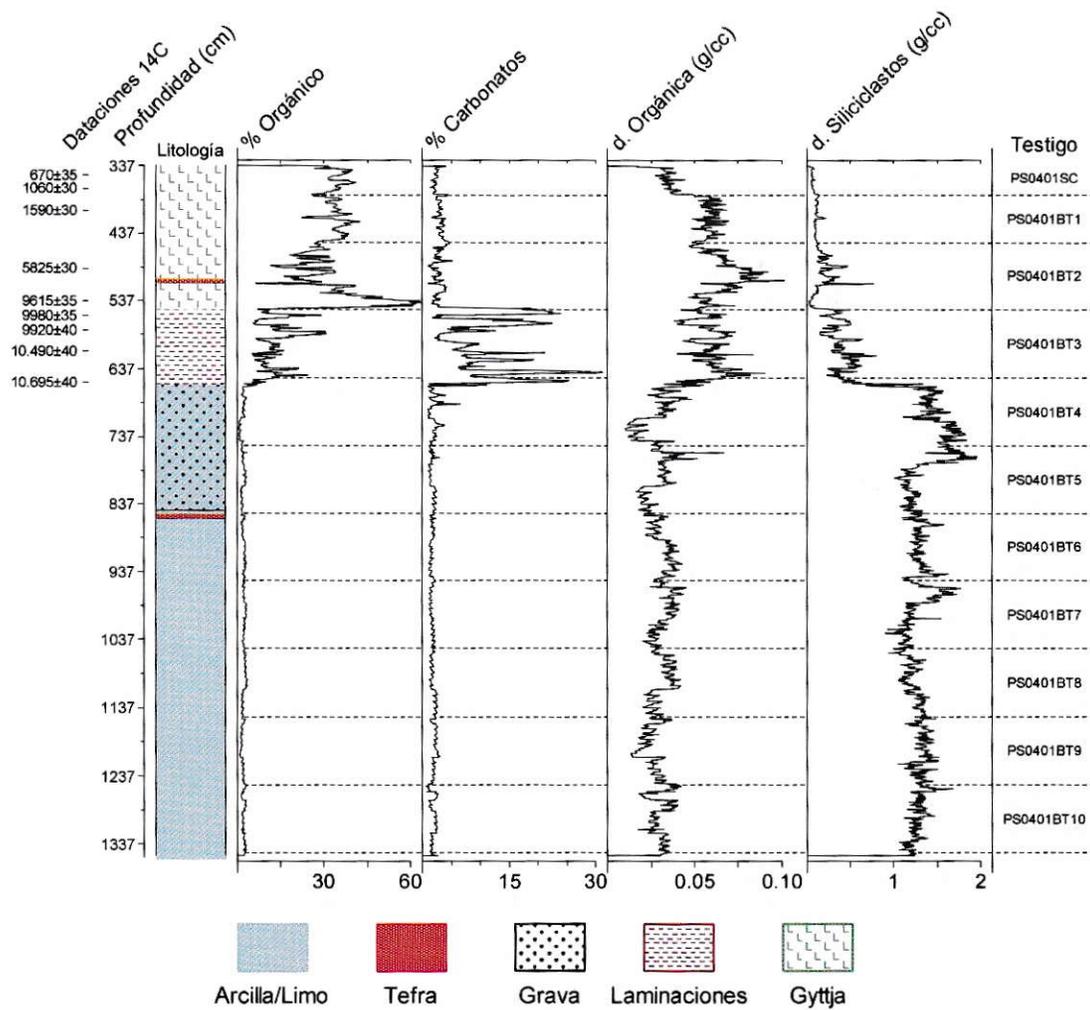


Figura 5. Columna estratigráfica y resultados de PPI del testigo PS0401B de Lago Eberhard. Se muestran las dataciones radiocarbónicas y la escala de profundidades en el eje *y* (respecto a la superficie del lago). En el eje *x* se observa algunos de los parámetros determinados a través de PPI. Las líneas punteadas representan los límites de cada segmento extraídos representados a la derecha por los códigos.

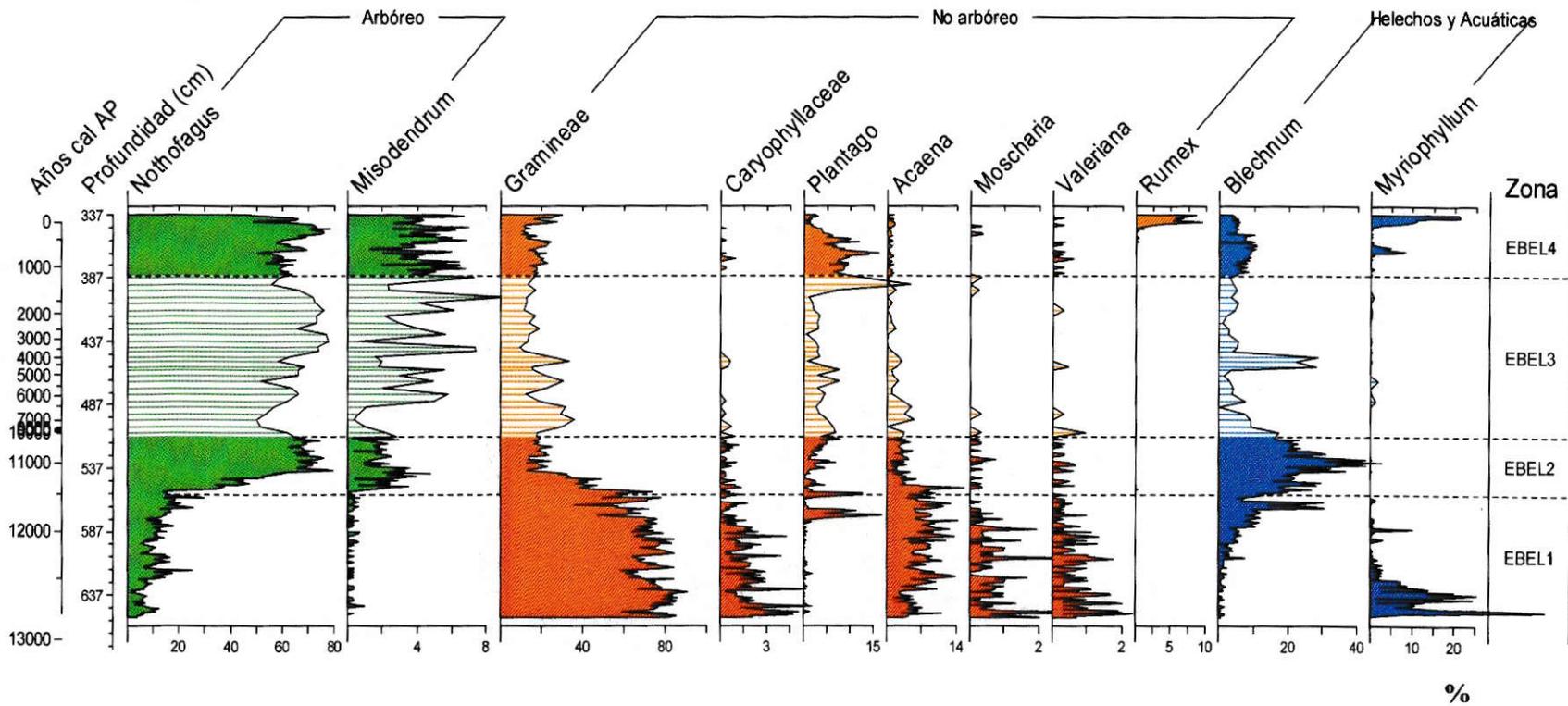


Figura 6: Diagrama de porcentajes con los resultados del recuento de polen y esporas del registro completo del testigo PS0401B extraído de Lago Eberhard. En el eje y se muestra el modelo de edades calendario (Figura 3). El eje x se encuentran los valores de porcentajes relativos para cada uno de los taxa identificados. Las zonas polínicas fueron definidas de acuerdo al ensamble polínico y características estratigráficas.

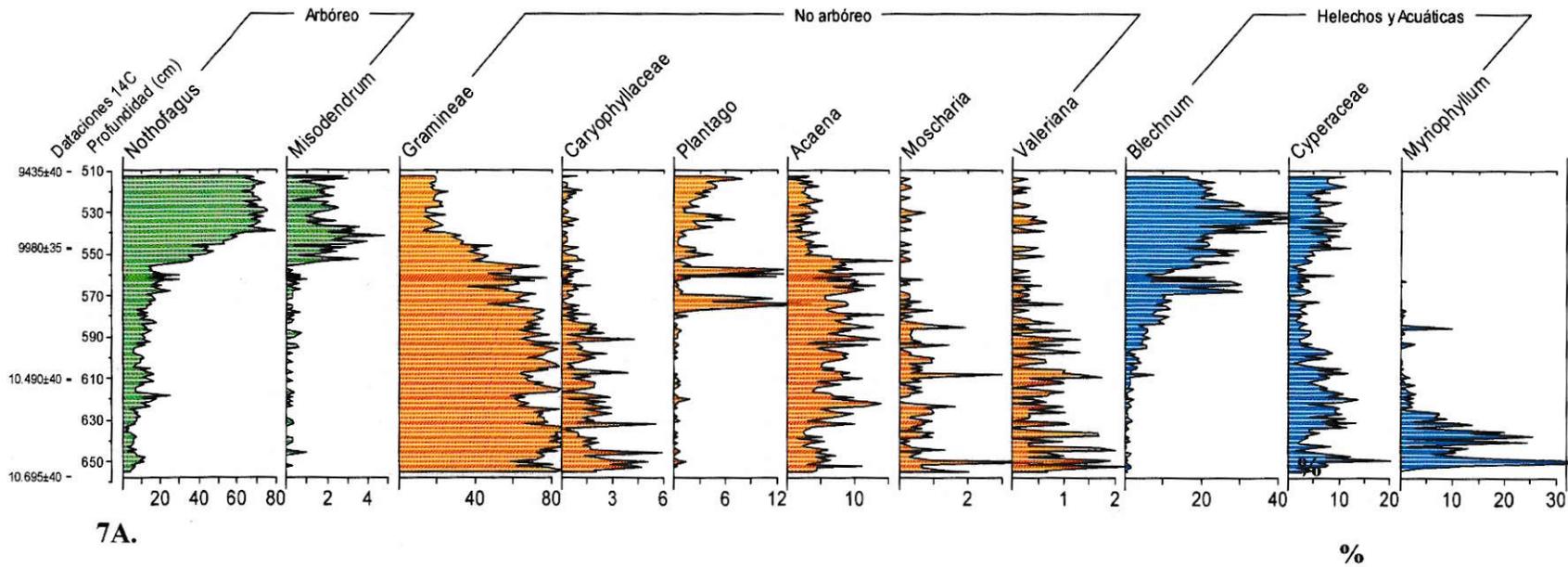
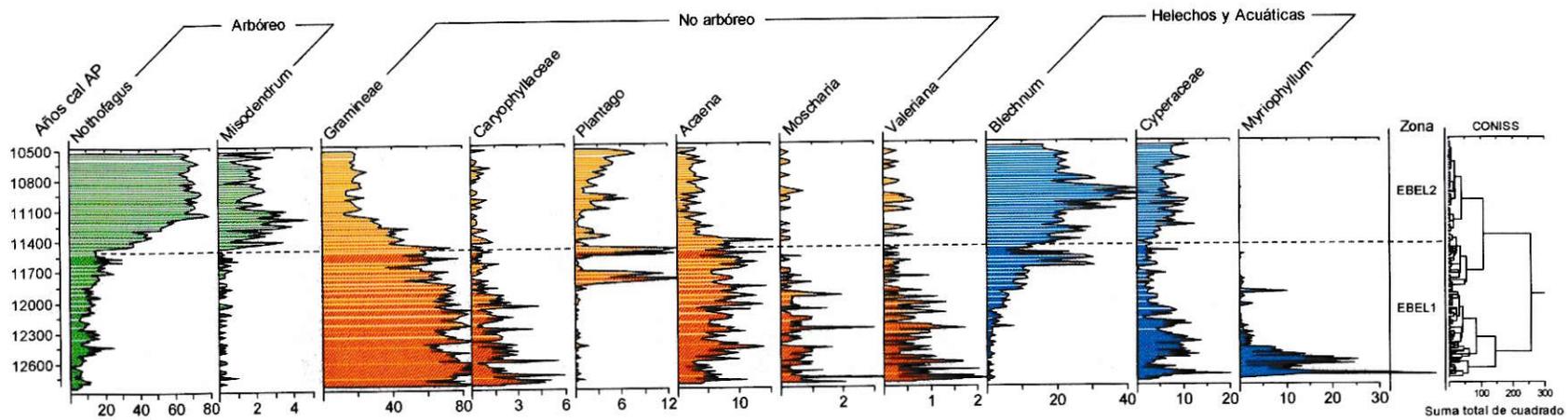


Figura 7A: Diagrama de porcentajes con los resultados del recuento de polen y esporas del testigo PS0401B para el período restringido entre 12.8-10.6 ka cal AP. En el eje *y* se muestran las profundidades de los niveles de polen en los sedimentos, considerando la profundidad de la columna del agua; también se muestran en este eje las fechas obtenidas de las dataciones radiocarbónicas; en el eje *x* se muestran los porcentajes de cada taxón.



%

7B.

Figura 7B: Diagrama de porcentajes con los resultados del recuento de polen y esporas del testigo PS0401B para el período restringido entre 12.8-10.6 ka cal AP. En el eje y se muestra el modelo de edad calendario (Figura3). El eje x se encuentran los valores de porcentajes relativos para cada uno de los taxa identificados. Las zonas polínicas fueron definidas de acuerdo al análisis de cluster (CONISS, dendrograma) y del ensamble polínico.

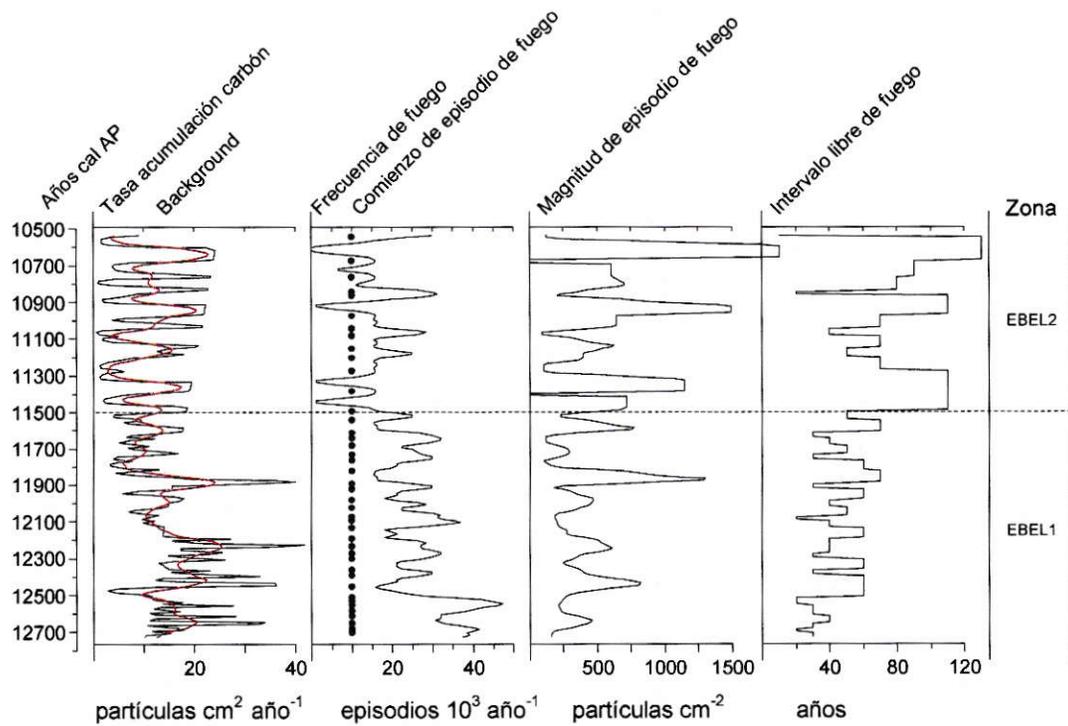


Figura 8: Resultados del análisis de partículas macroscópicas de carbón del registro interfase agua-sedimento (PS0401B) del Lago Eberhard con el programa CHAPS. La línea punteada separa las zonas definidas por CONISS para el registro polínico (Figura 7B).

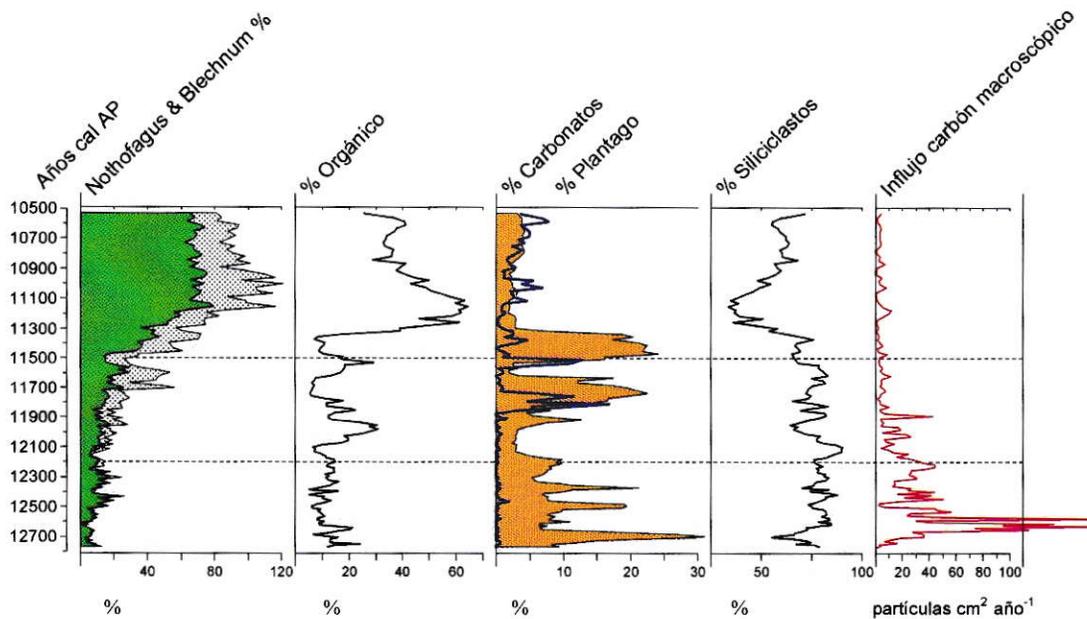


Figura 9: Diagrama resumido de porcentajes de polen, PPI e influjo de partículas de carbón del registro proveniente de PS0401B. Las zonas de división son aquellas generadas a partir de CONISS (Figura 7B).