

UCH-FC
MAG-EDE
F825
C.1

UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS ECOLÓGICAS

Historia paleoambiental del ecotono bosque-estepa al interior del Parque Nacional Torres del Paine (Región de Magallanes, Chile) durante los últimos 14.800 años

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

Facultad de Ciencias

Por

Jean Pierre Francois Sepúlveda

Noviembre 2009

Director de Tesis **Dr. Patricio I. Moreno M.**

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.

Jean Pierre Francois Sepúlveda

Ha sido aprobada por la comisión de Evaluación de la tesis como requisito para optar al grado de Magíster en Ciencias con mención en Ecología y Biología Evolutiva, en el examen de Defensa de Tesis rendido el día 16, de Mayo de 2008.

Director de Tesis:

Dr. Patricio I. Moreno M.

Comisión de Evaluación de la Tesis

Dr. Luís Felipe Hinojosa O.

Dr. Juan J. Armesto Z.

Dr. Claudio Latorre H.

Dedicado a mi familia

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quisiera agradecer a quien fuese mi profesor guía, el Dr. Patricio Moreno por su por abrimme las puertas de su laboratorio e instruirme en la paleoecología. En segundo lugar, pero no menos importante, quisiera agradecer al Dr. Rodrigo Villamartínez quien me instruyó esta hermosa disciplina científica que es la palinología. A ambos les debo agradecer su constante apoyo, paciencia y buena disposición hacia mi persona y por brindarme las herramientas para desarrollarme como joven investigador.

Agradezco profundamente a la comisión evaluadora de esta tesis presidida por el Dr. Felipe Hinojosa y los doctores Juan Armesto y Claudio Latorre, por sus oportunos comentarios y la enorme paciencia que significo llegar hasta la conclusión de esta tesis.

También quisiera agradecer a quienes fueran mis compañeros y amigos del laboratorio de Palinología de la Universidad de Chile: Loreto Hernández, Marcela Valenzuela, Carolina Díaz, Javiera Videla, Macarena Cárdenas, Ana Abarzúa, Esteban Sagredo e Ignacio Jara. A mi familia y especialmente a mi esposa Loreto Ramírez, por su constante apoyo en todos los aspectos de mi vida.

Finalmente quisiera agradecer a todas aquellas personas con las cuales intercambie ideas, impresiones o simplemente vivencias durante la realización de mi tesis: Soledad Muñoz, Camila Villavicencio, Gastón Carballo, Lorena Nejaz, Duncan Christie, Leandro Díaz, Álvaro Gutiérrez, Chris Moy, Roberto Flores, Michael Kaplan y muchas más pero por razones de espacio no puedo mencionar. A todo ellos muchas gracias.

Esta tesis fue posible gracias al apoyo financiero de la Fundación CEQUA, el Instituto de Ecología y Biodiversidad (proyecto ICM, código P05-002), y a los Proyectos Fondecyt # 1040204 y # 1070991, los cuales financiaron mi manutención, trabajo de terreno, análisis de laboratorio y asistencia a congresos. Mis agradecimientos finales a la Corporación Nacional Forestal (CONAF) por facilitar los permisos necesarios para desarrollar los estudios presentes en tesis al interior del Parque Nacional Torres del Paine.

TABLA DE CONTENIDOS

Agradecimientos	iii
Tabla de contenido	iv
Lista de Tablas y Figuras	vi
Resumen	x
Abstract	xii
1. Introducción	1
2. Objetivos	16
2.1. Objetivo General	16
2.2. Objetivos específicos	16
2.3. Formulación de las hipótesis de trabajo	17
3. Área de estudio	20
3.1. Clima regional de Patagonia y el cinturón de vientos del oeste	20
3.2. Área de estudio	23
3.2.1. Clima y vegetación al interior del Parque Nacional Torres del Paine	23
3.2.2. Vegetación y lluvia polínica actual al interior del Parque Nacional Torres del Paine	24
3.2.2.1. Vegetación	24
3.2.2.2. Lluvia polínica actual	27
3.2.3. Sitio de estudio: Lago Guanaco	30
4. Materiales y métodos	31
4.1. Obtención de muestras de sedimentos	31
4.2. Análisis de Polen y carbón fósil	32
4.2.1. Polen fósil	32
4.2.1. Carbón fósil	34
5. Resultados	36
5.1. Estratigrafía	36
5.2. Geocronología y modelo de edad	45

5.3. Análisis palinológico	48
5.4. Análisis de partículas microscópicas y macroscópicas de carbón	54
6. Discusión	58
6.1. Estratigrafía y cronología	58
6.2. Historia paleoambiental en el sector de Lago Guanaco	60
6.2.1. Transición glacial-postglacial (14,8-11,5 ka)	60
6.2.2. Holoceno (< 11.5 ka)	64
6.3. Clima, vegetación y fuego en el registro de Lago Guanaco	69
6.4. Historia paleoambiental del área del Parque Nacional Torres del Paine durante los últimos 14.800 años	77
6.5 Implicancias paleoclimáticas regionales y extra-regionales del registro polínico de Lago Guanaco	82
7. Conclusiones	88
8. Bibliografía	91

LISTA DE FIGURAS Y TABLAS

Figura 1. Modelo esquemático básico señalando la relación entre los diferentes escenarios ambientales presentes en la Patagonia continental extra-Andina (*sensu lato*), y su hipotética relación con la frecuencia de incendios (mayor detalle en el texto). Los símbolos de la vegetación corresponden a hierbas (▨), arbustos (☼), y árboles (🌳).

Figura 2. Mapa de Patagonia Sur y Tierra del Fuego mostrando las mayores formaciones vegetacionales y la precipitación media anual. Se muestra además la localización del Campo de Hielo Patagónico Sur y los volcanes (triángulos rojos): (1) Lautaro, (2) Viedma, (3) Aguilera, (4) Reclús y (5) Burney (Stern 2007). Los cuadrados grises representan sitios polínicos discutidos en esta tesis. (1) Pantano Torres del Paine (Heusser 1995), Vega Ñandu (Villa-Martínez y Moreno 2007), y Lago Guanaco (esta tesis), (2) Meseta Latorre (Schäbitz 1991), (3) Lago Eberhard (Cárdenas 2006), (4) Río Rubens (Huber y Markgraf 2003), (5) Punta Arenas (Heusser 1995), (6) Puerto del Hambre (Heusser *y col.* 2000; McCulloch y Davies 2001), (7) Onamonte (Heusser 1993), (8) Lapataia y Ushuaia (Heusser 1998), (9) Caleta Robalo (Heusser 1989) y (10) Puerto Haberton (Heusser 1990) y Bahía Moat (Heusser 1995).

Figura 3 **A)** Velocidades del viento zonal en superficie durante verano (diciembre) e invierno (junio) en el Hemisferio Sur (NCEP_NCAR reanálisis) **B)** Presiones a nivel del mar durante verano (diciembre) e invierno (junio) en el Hemisferio Sur (NCEP_NCAR reanálisis). **C)** Montos de precipitación en superficie durante verano (diciembre) e invierno (junio) en Patagonia-Tierra del Fuego (NCEP_NCAR reanálisis). **D)** Mapa de Patagonia-Tierra del Fuego, mostrando medias anuales para las precipitaciones (isoyetas) y temperaturas (isotermas). Se muestra además la distribución espacial de las precipitaciones durante diciembre y junio (modificado de McCulloch *y col.* 2000).

Figura 4. Correlación entre los montos de precipitación anual registrados al interior del Parque Nacional Torres del Paine y el viento zonal 700 hPa (NCEP_NCAR reanálisis). Se observa que años con alta precipitación total al interior del parque se asocian con incrementos en la circulación en el Hemisferio Sur (Tomado desde Moy *y col.* 2009).

Figura 5. Mapa vegetacional (modificado de Pisano 1973) y modelo de elevación digital del Parque Nacional Torres del Paine y áreas aledañas. Se indican además la localización de los sitios de estudio: (1) Lago Guanaco (esta tesis), (2) Vega Ñandu (Villa-Martínez y Moreno 2007), y (3) Pantano Torres del Paine (Heusser 1995).

Figura 6. Imagen fotográfica (costa norte) y batimetría esquemática del Lago Guanaco, señalando los sectores barrenados y discutidos en el texto.

Figura 21. Mapa del área del Parque Nacional Torres del Paine indicando la distribución de los cordones morrenicos más prominentes (Modificado de Marden y Clapperton, 1995). Se muestra además la ubicación de los sitios polínicos discutidos en el texto, y geoformas datadas *in situ* mediante dataciones cosmogénicas.

Figura 22. Diagrama comparativo entre el registro polínico de Lago Guanaco y Vega Ñandu. En el eje *y* se expresa la edad calibrada en kiloaños, mientras que en el eje *x* se muestran taxa seleccionados por su representatividad. Se muestran también las tasas de acumulación de partículas microscópicas de carbón, (CHAR microscópico). Las líneas representan los periodos importantes de cambios en la vegetación para cada uno de los registros, en negro Lago Guanaco en gris para Vega Ñandú. La barra acucharada demarca la edad de cambio que exhiben los demás registros en la región. Mayor detalle en le texto.

Figura 23. Diagrama comparativo entre taxa seleccionados por su representatividad de cambios ambientales del registro polínico de de Lago Condorito (41°S, Región de los Lagos) y Lago Guanaco (51°S, Región de Magallanes). Las líneas de color representan pulsos inferidos de incrementos (azul) y disminución (rojo) en las precipitaciones en el registro de Lago Guanaco.

Tabla 1. Edades radiocarbónicas y calibradas (mediana de probabilidad) presentes en el testigo Lago Guanaco. Se indica el testigo de origen, longitud original y modificada, y material datado. La distribución de probabilidades de las edades marcadas con asteriscos fueron promediadas obteniéndose una media. ⁽¹⁾ Esta edad fue excluida en el desarrollo del modelo de edad.

Tabla 2. Edades radiocarbónicas y calibradas (mediana de probabilidad) asociadas a restos culturales en sitios arqueológicos presentes en un radio de ~100 km respecto a la ubicación del Lago Guanaco. Fuentes al final de la tabla.

mayor humedad. Este cambio en el paisaje culmina con el establecimiento de una estepa arbustiva a los 4,8 ka. Un breve pulso de incremento en los porcentajes de *Nothofagus* entre 4,8-3,8 ka marca la transición hacia un paisaje vegetal más heterogéneo, dado por la aparición de nuevos taxones en el registro: *Apiaceae*, *Plantago* y *Phacelia*. Relativas bajas frecuencias de incendios se registran durante el desarrollo de los ambientes esteparios-arbustivos previamente descritos, sugiriendo restricciones relacionadas con la acumulación del material combustible. Un abrupto (<50 años) aumento en los porcentajes de *Nothofagus* ocurre en torno a 2,9 ka, y demarca el establecimiento de una vegetación arbórea/arbustiva similar al matorral pre-andino, indicando un incremento en la disponibilidad hídrica. Un incremento en la frecuencia de incendios, se registra en conjunto con este cambio en el paisaje vegetal, sugiriendo bajas restricciones en la acumulación/disponibilidad del material combustible. Máximos valores en los porcentajes de *Nothofagus* se registran entre 570-70 años cal AP, indicando el establecimiento de bosques en el área de estudio producto de un nuevo incremento las precipitaciones. Una disminución en la frecuencia de incendios se registra a una edad similar, sugiriendo restricciones relacionadas con la disponibilidad del material combustible. El desarrollo del actual paisaje estepario en el área del parque se establece en torno a 1894 AD, y en contemporaneidad con la expansión de *Rumex cf. acetosella* (una especie exótica de origen Europeo), indicando un cambio en el paisaje vegetal producto de la acción antropogénica. La semejanza entre la cronología de los cambios climáticos inferidos en el registro de Lago Guanaco, Lago Condorito (Región de los Lagos) y las cronologías de avances/retrocesos neoglaciales de Patagonia Sur, sugieren cambios en posición y flujo del CVO a escalas de tiempo milenial y multi-milenial

ABSTRACT

In this thesis, a pollen and charcoal high resolution record (45 and 20 years between samples, respectively) was developed from lacustrine sediments obtained from Lago Guanaco (51°52'S-72°52'W, 180 m.s.n.m.), located in the forest-steppe ecotone into the Torres del Paine National Park. The aim of this thesis was to reconstruct the vegetation, climate, and fire history of Southern Patagonia, in order to answer these questions: What is the chronology and direction climate changes during the Holocene in Southern Patagonia?, Were these changes gradual or abrupt? How did the fire history in the forest-steppe ecotone during the Holocene?, Exist a climatic and/or vegetational stage than more related with the occurrence of periodic fires?, How compare the chronology of Southern Patagonia (Torres del Paine), with other evidence of climatic changes from Northern Patagonia (Lake District-Chiloe island) and the neoglacial chronologies? The record from Lago Guanaco suggests colder conditions, limiting the development of vegetation between 14,8-12,6 ka (ka=103 calendar years BP). At 12.6 ka occurs an increase in the temperatures, allowing the establishment of a steparian vegetation, but cold conditions persist until 11,5 ka. Between 11,5-7,8 ka high percentages values of Poaceae and Asteraceae are recorded. A sustained increase in the percentages of *Nothofagus* is clear between 7,8-6,9 ka, indicating a shift of the taxon to the study area under humidity conditions. This change in the landscape culminates in the establishment of a shrub steppe at 4,8 ka. A brief pulse of increase in the *Nothofagus* percentages between 4,8-3,8 ka, demarcating the transition towards a more heterogeneous vegetational landscape, with the emergence of new taxa in the record:

Apiaceae, *Plantago* and *Phacelia*. Relatively low frequency of fires occur during the development of the shrub-steppe environments previously described, suggesting restrictions associated with the accumulation of combustible material. An abrupt (<50 years) increase in the percentages of *Nothofagus* occurs around 2,9 ka, and demarcates the establishment of wood/shrub vegetation similar to the pre-Andean scrubland, indicating an increase in the hydric availability. An increase in the fire frequency, recorded in simultaneity with this change in the vegetational landscape, suggest lower restrictions on the accumulation/availability of fuel material. Maximum values of *Nothofagus* percentages were observed between 570-70 cal BP, indicating the establishment of forest in the study area under a new increase in the precipitation. A decrease in fire frequency is recorded at a similar age, suggesting restrictions regarding availability of fuel. The development of current steppe landscape in the area of the park is established around 1894 AD, simultaneously with the expansion of *Rumex cf. acetosella* (an exotic European specie), indicating a vegetational landscape change under anthropogenic action. The similarity between the timing of the inferred climatic changes in the Lago Guanaco, Lago Condorito (Lake District) pollen records, and the chronologies of neoglacial advances of Southern Patagonia, suggest changes in position and flow of the Southern Westerlies at millennial and multi-millennial time scales.

1. INTRODUCCIÓN

El ecotono entre el bosque y la estepa constituye una frontera natural en Patagonia (sensu lato) al marcar la transición entre los ambientes hiperhúmedos de la vertiente oeste de los Andes, a los semidesérticos en la vertiente oriental del macizo andino (Schmithüsen 1956; Godley 1960; Oberdorfer 1960; Hajek y Di Castri 1975; Di castri y Hajek 1976; Boelcke y col. 1985; Pisano 1997; Luebert y Pliscoff 2006). Su flora se encuentra representada por una mezcla de elementos florísticos del Bosque Caducifolio y la Estepa Patagónica, producto del contacto entre ambas formaciones vegetacionales, conformando un heterogéneo paisaje vegetal en términos de estructura y composición. A escala regional (101-104 km²), la distribución y límites de esta zona de contacto se correlaciona estrechamente el gradiente decreciente de precipitaciones, en dirección oeste-este, que se presenta a todo lo largo de los Andes Patagónicos (39°-56°S). Esta particularidad geográfica es producto del efecto de sombra de lluvias que produce el macizo andino al interceptar las masas de vientos húmedos provenientes del oeste, generando una abrupta caída en los montos de precipitación (~1000 mm/año a ~250 mm/año) en la vertiente oriental de los Andes en unas pocas decenas de kilómetros (~50 km)(Schmithüsen 1956; Oberdorfer 1960; Gajardo 1994; Donoso 1998; Luebert y Pliscoff 2006). A escala local (<101 km²), la distribución de las diferentes especies vegetales al interior del ecotono bosque-estepa es discontinua, presentándose por lo general como un mosaico de parches de vegetación los cuales difieren en estructura y

composición. Heterogeneidad del ambiente abiótico (e.g. condiciones microclimáticas y edáficas) y frecuentes eventos de perturbación (e.g. caída de árboles por vientos catastróficos, deslizamientos de terreno e incendios) han sido propuestos como los principales mecanismos responsables detrás de esta particular distribución de la vegetación (Pisano y Dimitri 1973; Pisano 1974; Roig y col. 1985; Armesto y col. 1992; Rebertus y col. 1997; Donoso 1998; Veblen y col. 2004). Por ejemplo, las comunidades forestales al interior del ecotono bosque-estepa se encuentran compuestas principalmente por tres especies de *Nothofagus*, las cuales se distribuyen bajo particulares características del ambiente abiótico y la historia de disturbios al interior del ecotono. *Nothofagus betuloides* ('Coihue de Magallanes'), una especie siempreverde, puede crecer en suelos con bajo nivel de nitrógeno, lo cual le permite colonizar por ejemplo ambientes recientemente abandonados por el hielo. *Nothofagus antarctica* ('Ñirre'), una especie decidua de invierno, puede regenerar vegetativamente después de incendios y a su vez tolera muy bien suelos anegados. Esto le permite crecer en ambientes perturbados por incendios y/o inundaciones. Por el contrario, *Nothofagus pumilio* ('Lenga'), una especie decidua invierno, no es tolerante a suelos con déficit de nitrógeno y/o anegados, ni tampoco se presenta como una especie resistente a la acción del fuego. Sin embargo, esta especie soporta muy bien las bajas temperaturas lo cual le permite dominar el límite arbóreo, y formar importantes masas boscosas en las altas cumbres. La dinámica de regeneración de los bosques dominados por *N. betuloides* y *N. pumilio* se relaciona con la ocurrencia de eventos de perturbación de pequeña a mediana escala (<1 ha), como la caída de individuos adultos senescentes por vientos catastróficos, los cuales permiten la abertura del dosel y el desarrollo de los renovales.

relaciones entre la variabilidad climática y la estructura-composición del paisaje vegetal al interior del ecotono bosque-estepa. Esto considerando la versatilidad que presenta el fuego como agente perturbador de estos ambientes ecotonales (Veblen y Markgraf 1988; Kitzberger y Veblen 1999; Veblen y col. 2004; Veblen y col. 2008).

Variabilidad climática, vegetación y fuego en el ecotono bosque-estepa de Patagonia Norte. Un modelo teórico

Estudios dendroecológicos desarrollados en Patagonia Norte (~38°-45°S) indican un aumento dramático en la frecuencia de incendios a lo largo del marcado gradiente de precipitación que va desde los bosques siempreverdes de la vertiente oeste de los Andes a los bosques deciduos en el límite con la estepa (Kitzberger y col. 1997). Se observa además que en sectores másicos (~800 mm/año) del ecotono bosque-estepa, en los cuales la disponibilidad hídrica no es una limitante para el desarrollo de formaciones arbóreas/arbustivas, los periodos de incremento en la frecuencia de incendios se correlacionan con la ocurrencia de sucesivos años de sequías. Por el contrario, en sectores xéricos (~400 mm/año) del ecotono, en los cuales la disponibilidad hídrica es una limitante para el desarrollo de formaciones arbóreas/arbustivas, periodos de incremento en la frecuencia de incendios se correlacionan con la ocurrencia de años anómalamente húmedos (Veblen y col. 2004). Esta segregación espacial y temporal en los patrones de fuego en Patagonia Norte ha sido explicada mediante un sencillo modelo teórico, el cual integra a la variabilidad climática como un agente que modula la disponibilidad y acumulación del material combustible en el ambiente (Figura 1).

escalas de tiempo multi-milenial a milenial, fenómeno que ha sido interpretado como una respuesta a fluctuaciones del CVO. Por ejemplo, los registros polínicos de Laguna El Trébol (41°07'S;71°49'W) y Lago Mosquito (42°50'S;71°40'W) muestran una expansión de las formaciones arbustivas/arbóreas hacia la estepa en torno a 6 ka (ka=103 años calendario AP)(Whitlock y col. 2006), lo cual ha sido interpretado como un incremento en las precipitaciones a escala de tiempo multi-milenial sobre Patagonia Norte. En tanto, el registro polínico de Mallín Pollux (45°41'S;71°50'W) expresa el desarrollo de una vegetación esteparia entre ~16-11 ka, una vegetación arbóreo/arbustiva entre ~11-7,5 ka, y ~4,5-1,5 ka, y el desarrollo de ambientes boscosos entre ~7,5-4,5 ka y ~1,5-0,1 ka (Markgraf y col. 2007). La cronología y dirección de los cambios registrados en este último registro polínico sugiere un patrón de fluctuación climática a escala de tiempo milenial, asociado a incrementos y disminuciones en las precipitaciones producto de fluctuaciones en la posición/intensidad el CVO. Asociados a estos estudios se ha desarrollado una nueva metodología para reconstruir la historia del fuego a partir de registros sedimentarios. Esta consiste en el conteo continuo-contiguo de la fracción macroscópica (>100µm) de partículas de carbón presentes a lo largo de toda la estratigrafía sedimentaria, permitiendo examinar con mayor detalle y a una mayor resolución temporal variaciones en las tasas de acumulación (partículas/cm²/año) de las partículas de carbón, parámetro de presenta una alta correlación con la ocurrencia de fuegos de carácter local (Whitlock y Anderson 2003). Esta nueva metodología se ha visto a su vez ayudada por el desarrollo de programas de análisis estadísticos de series temporales, capaces de extraer la presunta frecuencia y magnitud de los eventos de fuego a lo largo de la estratigrafía de estos registros (Higuera 2008). Los resultados de estos

trabajos sugieren interesantes relaciones entre cambios en la frecuencia inferida de incendios y la variable clima-vegetación, a escalas de tiempo multi-milenial a milenial, en ambientes ecotonales entre el bosque y la estepa de Patagonia Norte (Whitlock y col. 2006; Markgraf y col. 2007; Markgraf y col. 2009). Por ejemplo, se observa que en los registros polínicos de Laguna El Trébol y Lago Mosquito se registra un incremento en la frecuencia de los eventos de fuego en sincronía con la expansión de las formaciones arbustivas/arbóreas hacia la estepa en torno a 6 ka (Whitlock y col. 2006). En tanto, en el registro polínico de Mallín Pollux se registra un incremento en la frecuencia de incendios durante el desarrollo de una vegetación arbóreo/arbustiva, mientras que durante el desarrollo de condiciones estepa o bosque la frecuencia de incendios tiende a disminuir (Markgraf y col. 2007). Este patrón de cambios en la frecuencia de incendios es concordante con el modelo clima-vegetación-fuego propuesto por los estudios dendroecológicos (Figura 1), el cual indica que durante el desarrollo de formaciones arbóreo/arbustivas ocurriría un aumento en la frecuencia de los eventos de fuego producto de mínimas restricciones en la acumulación y disponibilidad del material combustible presente en el ambiente. Mientras que una la disminución en la frecuencia de incendios ocurriría durante el desarrollo de condiciones de estepa y bosque, reflejando restricciones en la acumulación y disponibilidad del material combustible presente en el ambiente, receptivamente. De este modo es posible señalar variaciones en las tendencias climáticas de corto (sub-centenial) a largo plazo (milenial a multi-milenial) estarían modulando de una manera similar la dinámica de la vegetación y el fuego en los ecosistemas ecotonales entre el bosque y la estepa de Patagonia Norte.

Variabilidad climática, vegetación y fuego en el ecotono bosque-estepa de Patagonia Sur

En Patagonia Sur (~45°-56°S) no existen estudios que permitan establecer de manera clara relaciones entre la variabilidad climática, la estructura de la vegetación y la ocurrencia de incendios en los ambientes ecotonales entre el bosque y la estepa (Veblen y col. 2008). No obstante, algunos estudios sugieren la ocurrencia de escenarios ambientales similares a los descritos previamente en Patagonia Norte, con respecto a la posible relación clima-vegetación-fuego. Por ejemplo, datos estadísticos de la Corporación Nacional Forestal (CONAF) indican que durante el periodo comprendido entre 1984 hasta la fecha, los sectores en los cuales se registro la mayor frecuencia de incendios por año corresponden a los ambientes ecotonales entre el bosque y la estepa (CONAF 2008).

Si bien este fenómeno pudiera estar relacionado con el mayor impacto que sufrirían estos ambientes ecotonales por parte de la actividad humana (quema intencional, raleo y sobrepastoreo), también estaría relacionado con un interesante fenómeno ecológico que se observa en muchos sectores del ecotono bosque-estepa. Un estudio reciente desarrollado en las provincias de Magallanes y Última Esperanza (Chile), señala que durante las últimas décadas ha ocurrido un incremento en la cobertura la vegetación arbórea en la región. Acompañando a este fenómeno se observa además la ocurrencia de eventos muy puntuales de mortalidad de masas boscosas de Ñirres (*N. antarctica*)(Navarro y col. 2008). Ambos fenómenos han sido interpretados como una respuesta de la vegetación a la supresión de los incendios y la variabilidad en

el clima en la región durante el siglo pasado. Registros históricos señalan los tremendos esfuerzos de los colonos europeos para obtener tierras para el ganado, utilizando el fuego como principal herramienta para expandir la frontera agrícola. Con el colapso de la industria ganadera en Magallanes a mediados del siglo pasado cesaron estos esfuerzos, lo cual habría propiciado la re-expansión de las masas boscosas hacia sectores en los cuales previamente estas se distribuían (Martinic 1974; Endlicher y Santana 1988). Sin embargo, este cambio en la dinámica del fuego habría afectado la ecología de las poblaciones arbóreas, al permitir el desarrollo de un mayor número de individuos senescentes. De este modo, el desarrollo de condiciones climáticas desfavorables (e.g. sequías prolongadas) tendría un fuerte impacto sobre estas poblaciones senescentes, debido a que sus individuos presentarían una mayor vulnerabilidad fisiológica a sobrellevar condiciones de stress ambiental, ocurriendo los actuales fenómenos de mortandad de masas boscosas que se observan en la región de Magallanes. Ambos fenómenos (expansión y mortandad de las especies arbóreas) ocurrirían de manera acoplada a la variable climática, la cual estaría modificando a su vez la distribución y disponibilidad de la biomasa vegetal muerta en el ambiente aumentando así el potencial de incendios futuros.

Estudios polínicos desarrollados en áreas transandinas constituyen la principal fuente de información para examinar la historia vegetacional y climática de los ambientes ecotonaes entre el bosque y la estepa de Patagonia Sur (Figura 2)(Schäbitz 1991; Heusser 1993; 1994; 1995; Huber y Markgraf 2003; Villa-Martínez y Moreno 2007). En general, estos registros se caracterizan por exhibir un único cambio en su estratigrafía polínica durante el Holoceno (últimos 11.500 años), el cual consiste del paso

desde un escenario vegetacional co-dominado por hierbas (e.g. *Poaceae*, *Acaena* y *Caryophyllaceae*) y *Nothofagus*, a uno dominado principalmente por *Nothofagus* (>75%). Este patrón de cambios ha sido interpretado como el paso desde condiciones ambientales relativamente secas, propiciando el desarrollo de una vegetación arbustiva/herbácea, hacia un escenario climático relativamente más húmedo, permitiendo el desarrollo de ambientes boscosos. La cronología asociada a esta transición es heterogénea y sitio dependiente, sin embargo existe un acuerdo (no explícito) en la literatura de señalar que este cambio habría ocurrido en torno a $5,5 \pm 0,5$ ka (Markgraf 1993; Heusser 1994; 2003; Huber y col. 2004). Cambios en las concentraciones (n° partículas/cm³) de las partículas microscópicas de carbón (<100m) presentes en las muestras polínicas analizadas por estos estudios han sido interpretadas como un evidencia de la ocurrencia de fuego en la región. Actividad los grupos humanos en la región (Heusser 1987; 1994), y la ocurrencia de tormentas eléctricas (Markgraf y Anderson 1994), han sido por largo tiempo enunciado como los principales agentes responsables de incendios durante el Holoceno. Solo recientemente se ha abordado la idea de posibles vinculaciones entre la variabilidad climática y la ocurrencia de incendios en Patagonia Sur (Huber y col. 2004; Whitlock y col. 2007). Esto inducido principalmente por el hecho que las concentraciones de las partículas microscópicas de carbón registra en estos estudios tiende a ser mayor durante el desarrollo de ambientes arbustivos/herbáceos, que durante el desarrollo de ambientes boscosos. Sin embargo, modelos matemáticos y experimentos naturales sugieren que el tamaño de las partículas analizadas por estos estudios no guarda una relación directa con la ocurrencia de fuegos,

pudiendo corresponder a partículas re-trabajadas y transportadas desde sectores afectados previamente por el fuego (Clark 1988; Clark y col. 1998).

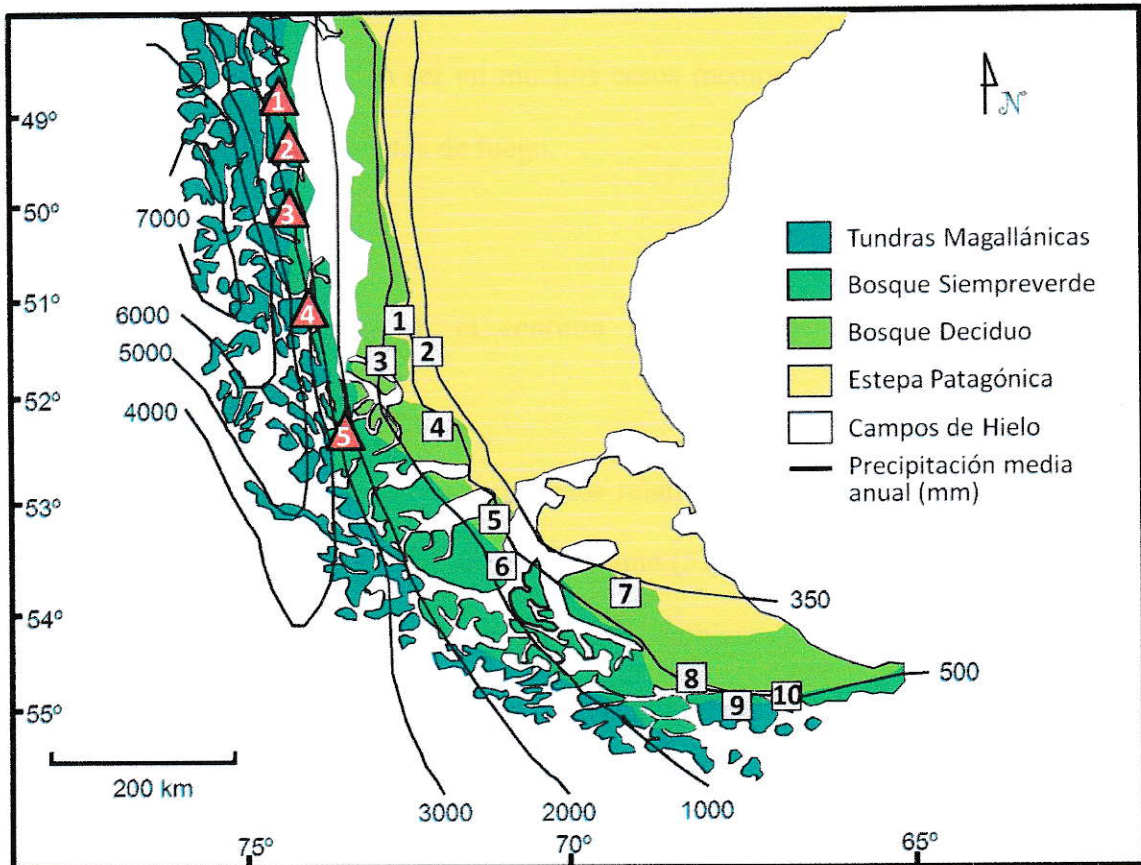


Figura 2. Mapa de Patagonia Sur y Tierra del Fuego mostrando las mayores formaciones vegetacionales y la precipitación media anual. Se muestra además la localización del Campo de Hielo Patagónico Sur y los volcanes (triángulos rojos): (1) Lautaro, (2) Viedma, (3) Aguilera, (4) Reclús y (5) Burney (Stern 2007). Los cuadrados grises representan sitios polínicos discutidos en esta tesis. (1) Pantano Torres del Paine (Heusser 1995), Vega Ñandu (Villa-Martínez y Moreno 2007), y Lago Guanaco (esta tesis), (2) Meseta Latorre (Schäbitz 1991), (3) Lago Eberhard (Cárdenas 2006), (4) Río Rubens (Huber y Markgraf 2003), (5) Punta Arenas (Heusser 1995), (6) Puerto del Hambre (Heusser y col. 2000; McCulloch y Davies 2001), (7) Onamonte (Heusser 1993), (8) Lapataia y Ushuaia (Heusser 1998), (9) Caleta Robalo (Heusser 1989) y (10) Puerto Haberton (Heusser 1990) y Bahía Moat (Heusser 1995).

entre 10,8-6,8 ka. Un aumento escalonado en la cobertura arbustiva/arbórea se registra a partir de 6,8 ka en el área de Vega Ñandú, el cual conlleva al desarrollo de una estepa arbustiva entre 6,8-5,1 ka, un matorral arbustivo/arbóreo entre los 5,1-2,4 ka y culminando con el desarrollo de bosques post 2,4 ka (Villa-Martínez y Moreno 2007). Este patrón de cambios en la vegetación indica incrementos puntuales en las precipitaciones los 10,8; 6,8; 5,1; y 2,4 ka, y expresando un patrón de cambios de carácter milenial. Estas discrepancias entre las historias paleoambientales registradas en Pantano Torres del Paine y Vega Ñandú sugieren verdaderas diferencias en la historia paleoambiental ocurrida en torno a los sitios de estudio, o la participación de factores sitio específicos que pueden llegar a alterar el registro polínico. Respecto a esto último, estudios comparativos entre la lluvia polínica actual y el ambiente sedimentario (turberas, pantanos y lagos) indican el desarrollo de importantes sesgos en la representatividad de la vegetación en relación a las características del ambiente deposicional (Wilmshurst y McGlone 2005). Se observa por ejemplo que en ambientes como pantanos y turberas la señal polínica azonal (producto de vegetación desarrollándose sobre el sitio de estudio) puede llegar a ocultar la señal polínica de la vegetación local y predominante en el área. Por el contrario, ambientes lacustres tienden a captar mejor la señal polínica extra-local. La historia del fuego también es disímil entre estos estudios. El registro de Pantano Torres del Paine muestra una alta concentración de partículas microscópicas de carbón al principio (~8,4-12,8 ka) y al final (~4,1 ka-presente) del registro, mientras que Vega Ñandú expresa una heterogénea historia del fuego, con valores máximos en las concentraciones de partículas microscópicas de carbón a los 6,6 y 5,1 ka y entre 2,3-1,9 ka. No obstante, ambos registros coinciden al no

presentar periodos con ausencia de partículas de carbón. Sin embargo, estudios señalan que ambientes como pantanos y turberas son propensos a sufrir la ocurrencia de fuegos subterráneos los cuales pueden durar por largos periodos de tiempo alterando así la resolución de los registros y la señal de fuego (Whitlock y Anderson 2003).

Esta tesis tiene por objetivo principal examinar con mayor detención la historia climática, vegetacional y del fuego al interior del Parque Nacional Torres del Paine. Para esto, se decidió realizar un estudio polínico y de carbón (microscópico y macroscópico) de alta resolución temporal, proveniente desde un ambiente sedimentario lacustre (Lago Guanaco) ubicado de manera x-distante de los estudios previos. Se espera mediante este estudio explorar las posibles vinculaciones entre la variabilidad climática en Patagonia Sur y los patrones de vegetación y fuego en el ecotono bosque-estepa durante el Holoceno, y dar respuesta a las siguientes preguntas básicas: ¿Cuál es la cronología y dirección de los cambios climáticos y vegetacionales ocurridos durante Holoceno en el área del Parque Nacional Torres del Paine?, ¿Fueron estos cambios graduales o abruptos?, ¿Cuál es la historia del fuego al interior del parque durante el Holoceno?, ¿Existe algún escenario climático y/o vegetacional más afin con la ocurrencia de incendios periódicos?. Finalmente se pretende comparar las inferencias paleoclimáticas deducidas en esta tesis con otras evidencias de cambios en el CVO a escala regional y extra-regional, como los son los estudios polínicos provenientes de Patagonia Norte (Región de los Lagos-Chiloé,) y cronologías neoglaciales de Patagonia Sur. Se espera mediante este ejercicio comprender de mejor manera cuándo y cómo ocurrieron los cambios en la dinámica del CVO durante el Holoceno, a diferentes escalas temporales.

2. OBJETIVOS

2.1 Objetivo general

Reconstruir la historia de la vegetación y fuego al interior del Parque Nacional Torres del Paine mediante el desarrollo de un estudio de alta resolución de polen y carbón fósil contenido en los sedimentos del Lago Guanaco.

2.2. Objetivos específicos

1. Generar un marco estratigráfico local detallado mediante múltiples testigos de sedimentos a fin de documentar la evolución temporal del sitio de estudio.
2. Desarrollar una cronología precisa mediante dataciones radiocarbónicas ubicadas en sectores claves de la litoestratigrafía y palinoestratigrafía con el fin de determinar de manera exacta la edad de eventos paleoambientales.
3. Reconstruir la historia de la vegetación en torno a Lago Guanaco mediante un análisis de alta resolución del polen fósil contenido en el registro sedimentario lacustre.
4. Reconstruir la historia del fuego en torno a Lago Guanaco sobre la base del análisis de alta resolución de las partículas microscópicas (50-100 μm) y macroscópicas ($> 105 \mu\text{m}$) de carbón presentes en el registro sedimentario lacustre.

5. Examinar en detalle las posibles vinculaciones entre variabilidad climática y vegetacional con la historia del fuego

2.3. Formulación de las hipótesis de trabajo

I. Si los eventos vegetacionales registrados en el registro polínico de Pantano Torres del Paine (Heusser 1995) representan la historia del paisaje en el área del Parque Nacional Torres del Paine. Entonces se espera que el registro polínico de Lago Guanaco exprese:

- El desarrollo de un paisaje estepario durante todo el registro, caracterizado por máximos valores promedio en los porcentajes relativos de Poaceae (>60%) y mínimos de *Nothofagus* (<20%).

II. Si los eventos vegetacionales registrados en el registro polínico de Vega Ñandu (Villa-Martínez y Moreno 2007) representan la historia del paisaje en el área del Parque Nacional Torres del Paine. Entonces se espera que el registro polínico de Lago Guanaco exprese:

- El desarrollo de un paisaje estepario entre 12,6-10,8 ka, caracterizado por máximos valores promedio en los porcentajes relativos de Poaceae (>60%), y mínimos de *Nothofagus* (<10%).

- El desarrollo de una estepa herbácea/arbustiva entre 10,8-6,8 ka, caracterizada por altos valores promedio en los porcentajes relativos de Poaceae (~50%) y bajos de *Nothofagus* (~20) y Asteraceae (~10).
- El desarrollo de una estepa arbustiva entre 6,8-5,1 ka, caracterizada por altos valores promedio en los porcentajes relativos de Poaceae (~50%) y valores medios de *Nothofagus* (~30%), Asteraceae (~20%).
- El desarrollo de un matorral arbustivo/arbóreo entre 5,1-2,4 ka, caracterizada por altos valores promedio en los porcentajes relativos de Poaceae (~40%) y *Nothofagus* (~40%).
- Instauración de condiciones de bosque post 2,4 ka, dado por máximos valores promedio en los porcentajes relativos *Nothofagus* (>60%) y mínimos de Poaceae (<20%).
- Expansión de una estepa antropogénica en torno a 0,1 ka, representada por altos valores promedio en los porcentajes relativos de Poaceae (~50%) y bajos valores de *Nothofagus* (<10%), además de la presencia de elementos polínicos exóticos (e.g *Rumex*).

III. Respecto a la historia del fuego y según los antecedentes previamente discutidos, si la ocurrencia del fuego se desarrolla de manera dependiente al clima y la vegetación, asociado a factores críticos como la disponibilidad y acumulación del material inflamable se espera que:

- Una baja frecuencia del fuego se registre durante el desarrollo de ambientes esteparios y boscosos.
- Una alta frecuencia del fuego se desarrolle durante el desarrollo de ambientes dominados una vegetación arbórea/arbustiva (matorral).

3. ÁREA DE ESTUDIO

3.1. Clima regional de Patagonia y el cinturón de vientos del oeste

El Cinturón de Vientos del Oeste (CVO) corresponde al principal flujo atmosférico zonal en dirección oeste-este que ocurre en latitudes medias ($\sim 30^{\circ}$ - 55°) de ambos hemisferios (Miller 1976). En el extremo Sur de Sudamérica, y sectores aledaños, este patrón de circulación es altamente simétrico debido a la ausencia de importantes masas de tierra que afecten su flujo. Cambios en la posición y vigor del Anticiclón del Pacífico Sur (APS) y a lo largo del año modulan el ciclo anual del CVO. Esto se traduce en cambios respecto a la ubicación de su centro y sus bordes, y la intensidad (velocidad) de su flujo. Así durante el verano austral, cuando el APS se encuentra desplazado al sur de su posición promedio ($\sim 30^{\circ}$ S), el flujo del CVO se encuentra concentrando e intensificado entre los $\sim 55^{\circ}$ - 45° S. En tanto durante el invierno austral, cuando el APS se localiza al norte de su posición promedio, ocurre una expansión y un desplazamiento de toda la banda del CVO hacia el ecuador, abarcando entre los $\sim 50^{\circ}$ - 30° S, a la vez que ocurre un debilitamiento en su flujo (Garreaud 2007; Garreaud y col. 2008). El impacto de este ciclo anual del APS y el CVO en el clima del extremo sur de Sudamérica se ve reflejado como: (i) una disminución (incremento) en las precipitaciones al norte (sur) de los 45° S durante el verano y, (ii) un incremento (disminución) en las precipitaciones al norte (sur) de los 45° S durante el invierno (Figura 3).

Patrones de variabilidad climática de carácter interanual han sido observados Patagonia Sur y correlacionados con cambios en el gradiente de presiones a nivel de superficie presente entre las latitudes medias ($\sim 45^{\circ}\text{S}$) y la Antártica, en un patrón de variabilidad denominado Oscilación Antártica o Modo Anular del Sur (SAM por sus siglas en inglés) (Thompson y Wallace 2000). Durante la fase positiva del SAM ocurre un aumento en las presiones atmosféricas a nivel del mar en latitudes medias y una disminución de éstas sobre Antártica. Esto acentúa el gradiente de presiones entre ambas zonas, generando un desplazamiento del CVO el polo, produciéndose además un aumento en la intensidad de su flujo. Una situación totalmente opuesta ocurre durante la fase negativa del SAM, durante la cual el gradiente de presiones se distiende, generándose una expansión del CVO hacia el ecuador y una disminución en las velocidades de su flujo (Garreaud 2007; Garreaud y col. 2008). Este patrón de cambios se traduce en un incremento en las precipitaciones sobre Patagonia sur durante la fase positiva de SAM y una disminución de estas durante la fase negativa.

El impacto del fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) en el clima de Patagonia Sur no es del todo claro. Se observa por ejemplo que durante la fase positiva de ENOS (El Niño) ocurre una disminución en los montos anuales de precipitación en los ambientes de la vertiente Oeste de Patagonia Sur (Faro Evangelistas). Sin embargo en sectores ubicados al este del macizo andino (Punta Arenas) no se registra ningún cambio significativo (Schneider y Gies 2004).

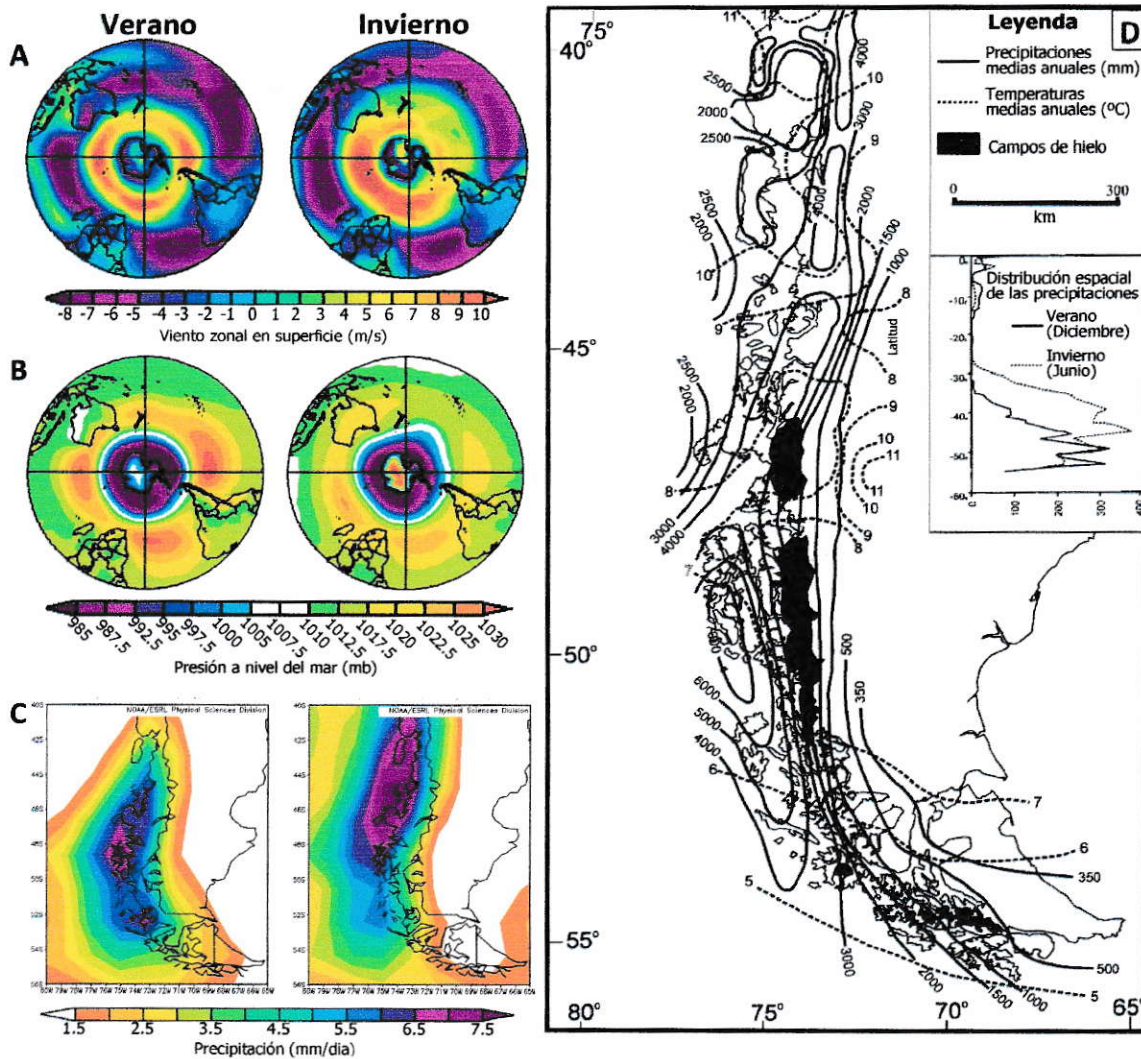


Figura 3 A) Velocidades del viento zonal en superficie durante verano (diciembre) e invierno (junio) en el Hemisferio Sur (NCEP_NCAR reanálisis) B) Presiones a nivel del mar durante verano (diciembre) e invierno (junio) en el Hemisferio Sur (NCEP_NCAR reanálisis). C) Montos de precipitación en superficie durante verano (diciembre) e invierno (junio) en Patagonia-Tierra del Fuego (NCEP_NCAR reanálisis). D) Mapa de Patagonia-Tierra del Fuego, mostrando medias anuales para las precipitaciones (isoyetas) y temperaturas (isotermas). Se muestra además la distribución espacial de las precipitaciones durante diciembre y junio (modificado de McCulloch y col. 2000).

3.2 Área de estudio

3.2.1. Clima y vegetación al interior del Parque Nacional Torres del Paine

Datos provenientes de una estación meteorológica ubicada en la administración del **Parque Nacional Torres del Paine** ($51^{\circ}11'S;72^{\circ}58'W$, 46 m.s.n.m.) indican que los valores de precipitación media anual entre los años 1982-2004 fueron de 760 mm/año, mientras que la temperatura media anual entre los años 1983-1993 fue de $7.5^{\circ}C$. Según la clasificación climática de Köeppen, el área que comprende el Parque está incluida en la "zona de clima templado frío lluvioso sin estación seca" (Pisano 1974).

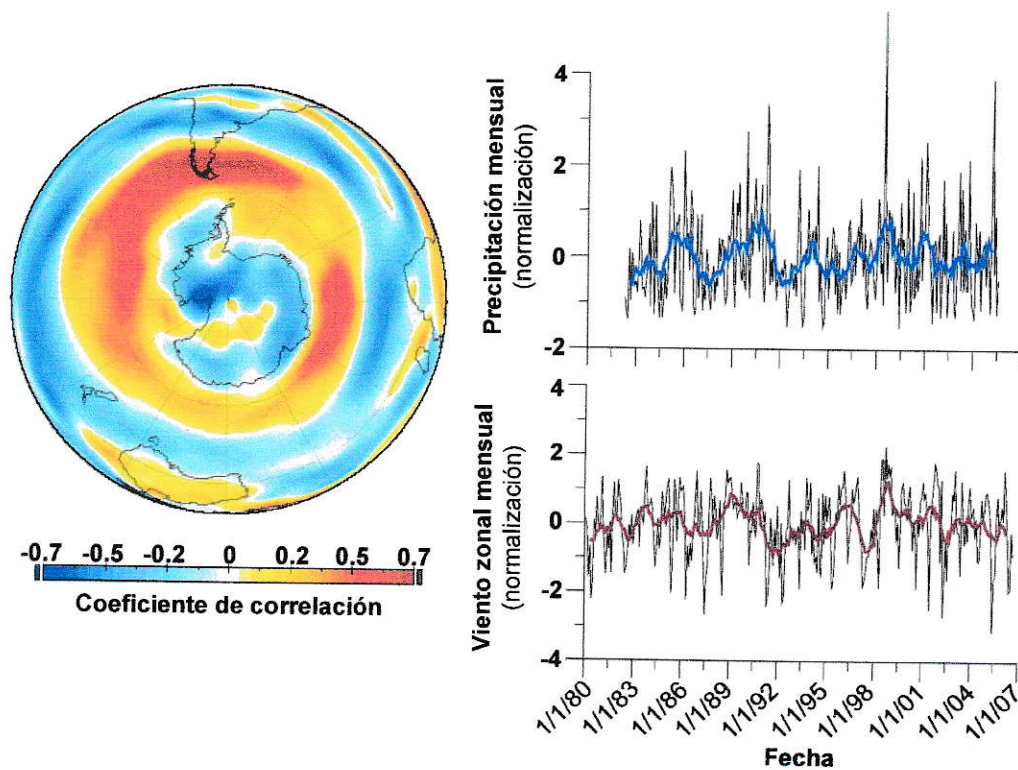


Figura 4. Correlación entre los montos de precipitación anual registrados al interior del Parque Nacional Torres del Paine y el viento zonal 700 hPa (NCEP_NCAR reanálisis). Se observa que años con alta precipitación total al interior del parque se asocian con incrementos en la circulación en el Hemisferio Sur (Tomado desde Moy y col. 2009).

Un trabajo desarrollado recientemente señala una correlación positiva entre periodos de mayor precipitación al interior del parque e incrementos en la velocidad del flujo de viento zonal en superficie en el Hemisferio Sur (Moy y col. 2008)(Figura 4). Este antecedente permite inferir cambios en la actividad del CVO en función a fluctuaciones en los montos precipitación al interior del Parque Nacional Torres del Paine.

3.2.2. Vegetación y lluvia polínica actual al interior del Parque Nacional Torres del Paine

3.2.2.1 Vegetación

Estudios fitosociológicos y dendroecológicos realizados al interior del Parque Nacional Torres proveen información sobre la distribución, composición y ecología de las formaciones vegetacionales dominantes en el área de estudio (Pisano 1974; Boelcke y col. 1985; Dollenz 1991; 1991; Armesto y col. 1992; Arroyo y col. 1992; Dollenz y Ivanovic 1996; Aravena y col. 2002)(Figura 3).

(i) Bosque Magallánico decíduo: Esta formación vegetal incluye todas las comunidades arbóreas y arborescentes en las cuales *Nothofagus pumilio* y *N. antarctica* (Fagaceae) se presentan como las especies dominantes. Su distribución se asocia a los sectores húmedos del ecotono, en los cuales los montos de precipitación son superiores a ~700 mm/año, y las temperaturas medias anuales no descienden de los 10°C. En zonas de baja altitud el desarrollo de esta formación vegetal se encuentra estrechamente asociada a condiciones particulares de suelo y humedad. Por ejemplo *N. antarctica*

puede crecer en suelos con bajo contenido de nitrógeno y parcialmente anegados, situación que no comparte *N. pumilio*. Esto condiciona una distribución espacial discontinua de las especies vegetales dominantes, generándose parches que difieren en estructura y/o composición. El límite altitudinal (treeline) que alcanzan estos bosques deciduos al interior del parque es de ~950 m.s.n.m, lo cual se correlaciona con temperaturas medias de verano no menores a 10°C. Perturbaciones de pequeña escala constituyen el principal mecanismo detrás de la dinámica de regeneración de las especies dominantes en esta formación vegetal. Se observa por ejemplo que bajo condiciones de un desarrollo de dosel continuo no se registra regeneración de las especies dominantes, debido a su intolerancia a la sombra. En tanto su estrato arbustivo/herbáceo se presenta pobre, confinándose principalmente a los bordes del bosque, siendo *Berberis illicifolia* (Berberidaceae) la especie arbustiva dominante. Por el contrario la formación de pequeños claros en el dosel promueve la regeneración de *N. pumilio* y *N. antarctica*, y un incremento en la vegetación del sotobosque. En la mayoría de los casos *Osmorhiza chilensis* (Apiaceae) constituye la especie dominante al interior de estos claros, conformando un tapiz herbáceo mono específico. Eventos de perturbación frecuentes permitirían la coexistencia de otras especies como *N. betuloides* (Fagaceae), *Maytenus magellanica* (Celastraceae), y *Embothrium coccineum* (Proteaceae), las cuales se pueden presentar como especies acompañantes en el estrato arbóreo. El impacto de eventos de fuego catastróficos sobre esta formación vegetal se traduce principalmente el desarrollo de matorrales mono específicos de *N. antarctica*, debido a su capacidad de reproducirse vegetativamente.

(ii) **Matorrales pre-andinos:** Esta formación vegetal se desarrolla como un matorral de mediana altura, asociado a montos de precipitación promedio anual entre ~700 a 400 mm/año. En sectores en los cuales los montos de precipitación alcanzan los ~700 mm/año (condiciones méxico-húmedas), *Nothofagus pumilio* y *N. antarctica* se presentan formando comunidades reducidas, acompañadas por una importante cubierta arbustiva/herbácea dominada por *Escallonia rubra* (Saxifragaceae), *Phacelia magellanica* (Hydrophyllaceae), *Leuceria purpurea* (Asteraceae) y *Valeriana carnosa* (Valerianaceae). En pequeños valles y terrenos planos protegidos del viento es posible encontrar especies propias de ambientes boscosos como *Embothrium coccineum* y *Maytenus magellanica*. Por el contrario, en sectores en los cuales los montos de precipitación alcanzan solo los ~400 mm/año (condiciones méxico-xéricas), la vegetación se encuentra dominada principalmente por matorrales de *Mullinum spinosum* (Apiaceae) junto con *Acaena integerrima* (Rosaceae), *Anarthrophyllum desideratum* (Papilionaceae), *Discaria serratifolia* (Rhamnaceae), *Nardophyllum obtusifolium* (Compositae), *Baccharis magellanica* (Asteraceae), *Plantago uniglumis* (Plantaginaceae), y diversas poáceas. La incidencia reiterada del fuego sobre esta formación vegetal ocasiona la degradación de las formaciones dominadas por *N. pumilio* y el desarrollo de matorrales de *N. antarctica*. En tanto, la práctica del sobrepastoreo tiende a modificar las dominancias en el estrato arbustivo, generándose un aumento de la cobertura herbácea.

(iii) **Estepa Patagónica:** Esta formación vegetacional representa el extremo xérico del ecotono, desarrollándose en sectores en donde los montos de precipitación son inferiores a ~250 mm anuales. La dominancia de *Festuca gracillima* (Poaceae) define esta unidad. La vegetación arbustiva está dominada por *Adesmia boronoides* (Papilionaceae), *Mulinum spinosum* (Apiaceae), *Berberis buxifolia*, *Berberis empetrifolia* (Berberidaceae), *Junellia tridens* (Verbenaceae), *Verbena tridens* (Verbenaceae), y *Chiliotrichium diffusum* (Asteraceae). La práctica del sobrepastoreo en estos ambientes genera un proceso sucesional regresivo en el cual aumentan la importancia de los arbustos y disminuyen el de las gramíneas. Se observa además una importante invasión de especies introducidas como *Rumex acetosella* y *Taraxacum officinale*.

(iv) **Desierto andino:** Esta formación vegetacional se encuentra en los territorios ubicados sobre la línea de nieve (~950 m.s.n.m), y que por temperaturas promedio anuales de -3°C condicionan una vegetación carente de árboles y arbustos altos. Con una cobertura vegetal del suelo es inferior al 30%, las especies más comunes son: *Poa alopecurus* (Poaceae), *Hamadryas delfinii*, *H. kingii* (Ranunculaceae), *Leuceria leonthopodioides*, *Nassauvia lagascae* (Asteraceae), *Nastanthus spathulatus* (Calyceraceae) y *Oxalis enneaphylla* (Oxalidaceae).

3.2.2.2 Lluvia polínica actual

Datos de lluvia de polen actual obtenidos al interior de las unidades vegetacionales descritas en la sección anterior (Villa-Martínez & Moreno, datos no

publicados) permiten definir indicadores polínicos. Se expresan a continuación los resultados de estos estudios preliminares expresando en paréntesis el valor promedio para cada taxón.

(i) Bosque Magallánico Deciduo. *Nothofagus* tipo *dombeyi* (55.2%) es el taxón dominante, acompañado de Poaceae (8.2%) y Asteraceae (3.9%). Altos porcentajes de esporas de helechos, *Blechnum* spp. (24%) y *Lycopodium magellanicum* (8.6%) son apreciables. *Misodendron* (6.4%), un hemiparásito específico de especies del género *Nothofagus*, también surge como un indicativo para el desarrollo de esta unidad. Bosques más abiertos y posiblemente perturbados se encuentran asociados con *Empetrum rubrum* (32%) y *Pernettya microphylla* (18.8%).

(ii) Matorrales pre-andinos. *Nothofagus* tipo *dombeyi* (41.9%) y Asteraceae (22.9%) dominan el ensamble polínico, siguen en orden decreciente *Empetrum rubrum* (10.5%), Poaceae (9.6%) y *Pernettya microphylla* (5.6%). Trazas (<5%) de *Berberis*, *Acaena*, y Caryophyllaceae son apreciables.

(iii) Estepa Patagónica. Esta unidad se encuentra dominada por Poaceae (47.8%) y *Nothofagus* tipo *dombeyi* (25.6%), presentando como taxa acompañantes: Asteraceae (4.8%), *Plantago* (7.5%) y *Rumex* (7.8%). La ausencia de individuos de *Nothofagus* tipo *dombeyi* en esta formación indica que los valores registrados para este taxón en la lluvia polínica corresponden a una señal alóctona, dada por dispersión a larga distancia.

(iv) **Desierto Andino.** Datos de lluvia polínica actual para esta unidad vegetacional no se encuentran disponibles en la zona de estudio. Sin embargo, estudios realizados en formaciones vegetales análogas a la presente en Parque Nacional Torres de Paine, permiten la extrapolación de sus datos. Estos estudios, provenientes de los sitios Cerro Verlika y Los Escarchados en la provincia de Santa Cruz (Argentina) (Mancini 2002; Mancini y col. 2002), indican un ensamble polínico actual dominado por Poaceae (>50%) y Asteraceae (20%), y acompañado por trazas de *Empetrum*, *Nassauvia*, Rosaceae, y *Azorella*.

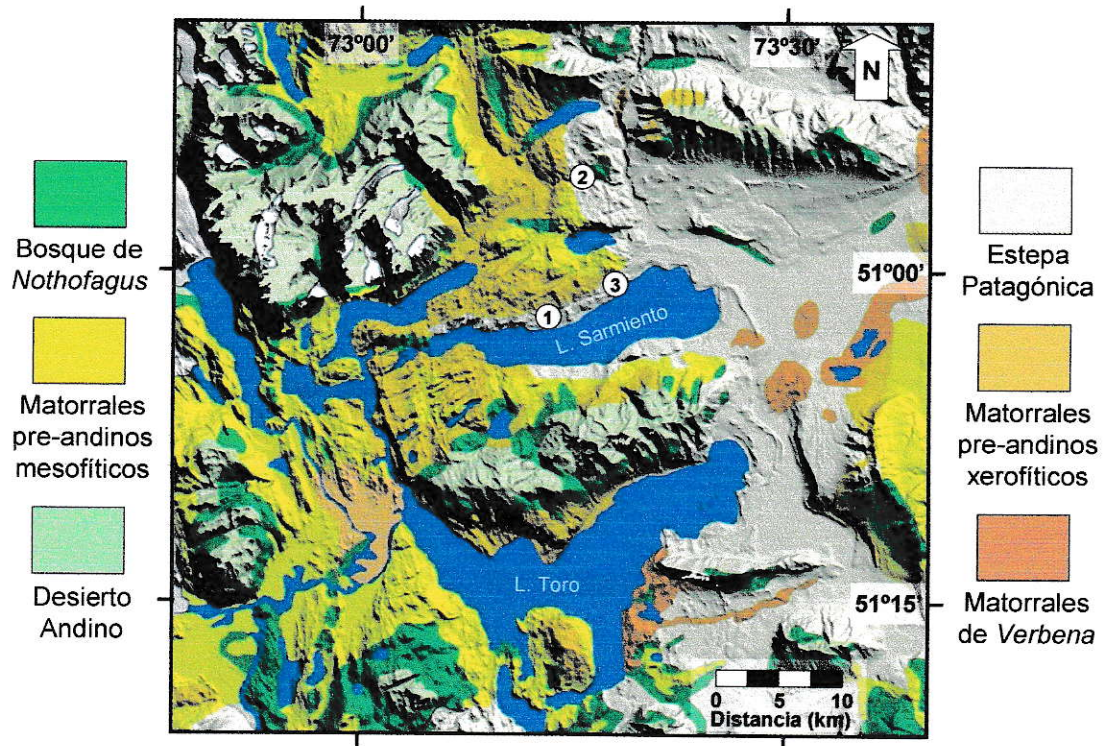


Figura 5. Mapa vegetacional (modificado de Pisano 1973) y modelo de elevación digital del Parque Nacional Torres del Paine y áreas aledañas. Se indican además la localización de los sitios de estudio: (1) Lago Guanaco (esta tesis), (2) Vega Ñandu (Villa-Martínez y Moreno 2007), y (3) Pantano Torres del Paine (Heusser 1995).

3.2.3. Sitio de estudio: Lago Guanaco

Lago Guanaco (51°52'S/72°52'W/ 180 m.s.n.m.) es un pequeño cuerpo de agua (~0.13 km²) adyacente al margen norte del Lago Sarmiento, al interior de Parque Nacional Torres del Paine (Figuras 2 y 5). Su cuenca, de características endorreicas, se encuentra emplazada sobre la formación geológica de origen marino Cerro Toro, la cual aflora de manera dominante en el área de estudio (SERNAGEOMIN 1982). La vegetación circundante al lago se encuentra dominada por una matriz herbácea de *Mulinum spinosum* y Poaceas, conformando una unidad florística típica de la Estepa Patagónica. *Rumex acetocela* se presenta como una especie frecuente en el área de estudio, mientras que individuos adultos de *Salix* sp se presentan en la costa norte del lago. En el margen del lago se desarrolla una vegetación palustre compuesta principalmente por *Carex* sp (Cyperaceae), mientras que en las zonas de mediana profundidad (<5 metros desde la superficie del lago) suele ocurrir la planta acuática *Myriophillum* sp.

4. MATERIALES Y MÉTODOS

4.1. Obtención de muestras de sedimentos

Durante el verano de los años 2004 y 2007 se obtuvieron múltiples testigos de sedimento provenientes de diferentes sectores y batimetrías de Lago Guanaco (Figura 6), mediante el uso de una plataforma flotante. En cada uno de estos ambientes deposicionales se obtuvo un testigo corto, conteniendo la interfase agua-sedimento, y al menos un par de testigos largos conteniendo los tramos más profundos de la estratigrafía. Éstos últimos se encuentran desfasados verticalmente en ~50 cm con el fin de desarrollar una estratigrafía completa sin hiatos entre segmentos.

Los testigos cortos se obtuvieron mediante el uso de un barreno de pistón con cámara de plexiglás transparente. Dichos testigos fueron muestreados (a intervalos de un centímetro), empaquetados y rotulados in-situ. Los testigos largos fueron obtenidos mediante la utilización de un barreno de pistón Wright de barra cuadrada (Wright 1967; Wright y col. 1984), los cuales una vez empaquetados y rotulados fueron enviados al laboratorio de paleoecología de la Universidad de Chile, en donde junto a las muestras de los testigos cortos fueron guardados en una cámara fría a 4°C.

Los testigos de sedimento fueron radiografiados con el fin de identificar estructuras sedimentarias y detectar características tenues tales como criptotefras o eventuales discordancias. La caracterización de los sedimentos se realizó mediante descripción macroscópica de cambios texturales.

Con el propósito de cuantificar el contenido de agua, materia orgánica, inorgánica, carbonatos y material siliciclástico, muestras de 1 cc fueron tomadas de forma continua y contigua a lo largo de las columnas de sedimentos y dejadas a secar en una estufa a 105°C por toda la noche. Posteriormente estas muestras fueron sometidas a quemas sucesivas de 550°C (2 horas) y 925°C (4 horas) (Begtsson y Enell 1986; Heiri y *col.* 2001). Los resultados se expresan como porcentaje de pérdida de peso y como densidad.

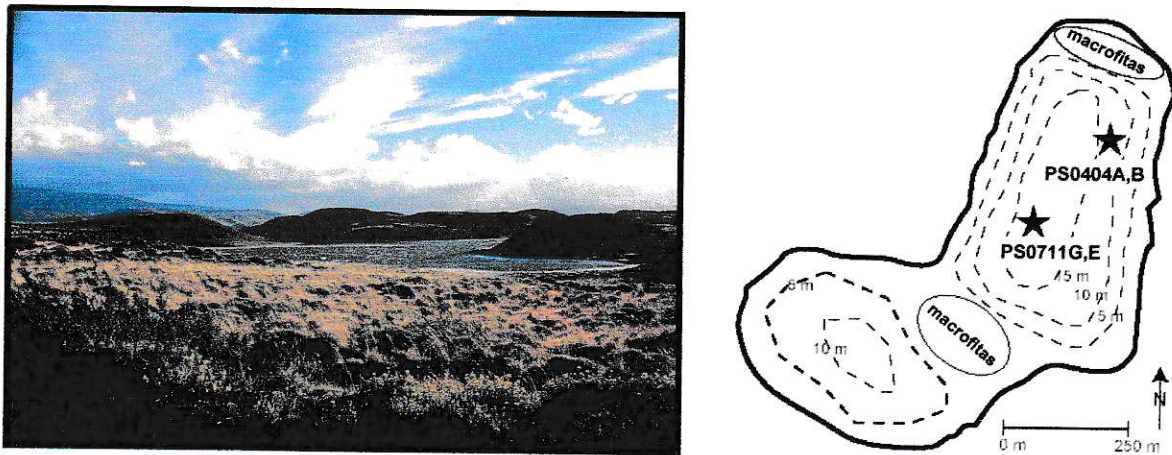


Figura 6. Imagen fotográfica (costa norte) y batimetría esquemática del Lago Guanaco, señalando los sectores barrenados y discutidos en el texto.

4.2. Análisis de Polen y carbón fósil

4.2.1. Polen fósil

El análisis palinológico se realizó sobre muestras de 2 cc de sedimento tomadas a intervalos regulares a lo largo de la estratigrafía. Las muestras fueron procesadas de acuerdo a métodos físico-químicos convencionales con Ácido Fluorhídrico (HF),

Acetólisis y Ultrasonido (Fægri y Iversen 1989). Adicionalmente se agregó una cantidad conocida de esporas exóticas de *Lycopodium* (Stockmarr 1971) con el fin de estimar las concentraciones (nº/cc) y tasas de acumulación de granos de polen y partículas microscópicas de carbón en los sedimentos (nº/cm²/año).

Las identificaciones de granos fósiles se realizaron mediante un microscopio óptico Nikon modelo Labophot-2 con aumentos de 400x y 1000x, utilizando para ello material de referencia y descripciones presentes en la literatura pertinente (Heusser 1971; Villagrán 1980). Se contaron al menos 300 granos de polen terrestre por cada muestra, calculándose sobre esta suma (suma básica) los porcentajes de cada taxón. Los granos de polen de taxa acuáticos/palustres se consideraron dentro de una suma de polen denominada suma total de polen, la cual integra la suma básica más el polen de acuáticas y palustres. A partir de este nuevo valor (suma total de polen) se calcularon los porcentajes de los taxa acuáticos/palustres. Las esporas de pteridófitas fueron incorporadas en una suma denominada suma total de polen+esporas, calculándose sobre este nuevo valor los porcentajes para las esporas. Adicionalmente se contabilizaron colonias de la microalga verde *Pediastrum*, expresándose su abundancia como tasas de acumulación (nº colonias/cm²/año).

Los resultados son expresados en diagramas construidos mediante el programa TGview. Se definieron zonas polínicas mediante análisis de conglomerados CONISS (Constrained Incremental Sum of Squares) (Grimm 1987) con el propósito de facilitar la interpretación palinológica. Para ello se recalculó las sumas y porcentajes de los seleccionaron los taxa polínicos terrestres con abundancias $\geq 2\%$, para posteriormente desarrollar un dendrograma sobre el cual definir las zonas polínicas mediante un

coeficiente de disimilitud de distancia cordal de Edwards y Cavalli-Sforza (Grimm 1987). Adicionalmente se estimaron las tasas de cambio en la vegetación para cuantificar la magnitud y rapidez de los cambios en la estratigrafía polínica. Para esto se suavizaron los datos de taxa polínicos (excluyendo pteridófitas y acuáticas) con porcentajes $\geq 2\%$ con una media móvil de periodo 5. Posteriormente se realizó una interpolación entre las muestras a intervalos regulares de 75 años a fin de calcular las distancias cordales (al cuadrado)(Jacobson *y col.* 1987),

4.2.2. Carbón fósil

La historia de fuego fue documentada a través del recuento de partículas microscópicas (20-100 μm) y macroscópicas ($>106\mu\text{m}$) de carbón. En el caso de las partículas microscópicas se realizó el conteo en las mismas muestras en las cuales se realizó el recuento polínico, expresándose su abundancia como tasas de acumulación.

El análisis de carbón macroscópico se realizó utilizando la metodología descrita por Whitlock y Anderson (2003). Muestras de 2 cc de sedimento y 1 cm de espesor, obtenidas de manera continua-contigua a lo largo de la estratigrafía, fueron lavadas cuidadosamente y tamizadas mediante mallas de 106 y 212 μm . Con la ayuda de una lupa binocular y una placa de Petri grillada se contabilizo el número de partículas de carbón en ambas fracciones. Estos resultados fueron transformados a valores de concentración y tasas de acumulación (CHAR= partículas/ $\text{cm}^2/\text{año}$).

Con el propósito de examinar en detalle la historia del fuego se utilizó el programa de análisis de series temporales CharAnalysis (Higuera 2008), el cual permite extraer desde los análisis de carbón macroscópico parámetros como la frecuencia de

incendios y la magnitud de estos. Mayor información respecto a los algoritmos utilizados por el programa y las limitaciones de este se encuentran en la pagina web del creador (Higuera 2008). Para el registro de carbón macroscópico de Lago Guanaco se utilizo una interpolación de 20 años entre muestras a fin de homogeneizar la resolución del registro. El background fue estimado utilizando un robust lowess smoother con una ventana de 700 años, calculándose posteriormente los peaks de fuego como un residual entre el CHAR interpolado y el background. El valor umbral que separa la variabilidad verdadera del ruido fue estimado al percentil 95 mediante una distribución Gaussiana. Los parámetros frecuencia de incendios y años libres de fuego fueron calculados utilizando una ventana temporal de 500 años. Los resultados de este análisis fueron graficados utilizando el programa TGview.

5. RESULTADOS

5.1. Estratigrafía

El año 2004 se obtuvo un primer grupo de testigos desde el sector noreste del Lago Guanaco a una profundidad de ~12.80 metros desde la superficie del lago (Figura 4). De esta primera perforación se obtuvo un testigo conteniendo la interfase agua-sedimento (PS0404SC) de 67 cm de longitud, y dos testigos Wright superpuestos (PS0404A y PS0404B) de 412 y 276 cm de longitud respectivamente. Mediante el análisis de rayos x se pudo realizar una comparación básica entre ambos testigos Wright, estableciéndose que el testigo más extenso (PS0404A) representaba la secuencia sedimentaria más completa (Figura 7). A continuación se procedió integrar el grupo de testigos PS0404SC y PS0404AT1-5, obteniéndose una estratigrafía compuesta de 520 cm de longitud (Figura 8). Análisis de PPI y descripciones macroscópicas texturales simples desarrolladas en este registro compuesto indican que en su base (520-495 cm de longitud) se presenta una unidad inorgánica de arcilla de color gris claro, caracterizada por bajos valores (promedio±error estándar) en el porcentaje y densidad de materia orgánica (1.6 ± 0.05 y 0.025 ± 0.01 , respectivamente) y altos valores en la densidad de siliciclastos (1.6 ± 0.02). Una secuencia de limos inorgánicos (495-473 cm de longitud) sobreyace esta unidad de arcillas, expresando un leve incremento los valores de porcentaje y densidad de materia orgánica (21.1 ± 0.3 y 0.08 ± 0.01 , respectivamente), y disminución en los valores en la densidad de siliciclastos (0.32 ± 0.01), respecto a la

unidad anterior. Finalmente una secuencia compuesta de barro lacustre orgánico o Gytja se presenta en la porción superior de la estratigrafía (469-0 cm de longitud) y representa la unidad dominante de todo el registro sedimentario. Altos valores de porcentaje y densidad de materia orgánica (3.2 ± 0.3 y 0.04 ± 0.01 , respectivamente), y bajos valores en la densidad de siliciclastos (1.2 ± 0.04) caracterizan esta unidad. Se observa además un aumento en los valores del porcentaje de carbonatos (5.8 ± 0.2) en torno al centímetro 232 (Figura 8). Cuatro niveles clásticos son apreciables al interior de este registro sedimentario. Mediante análisis de ICPMS y caracterizaciones petrológicas realizadas por el Dr. C. Stern (Universidad de Colorado) fue posible determinar que estos niveles corresponden a eventos de caída de ceniza volcánica o tefras. Estos análisis sugieren que dos de estos eventos provienen de erupciones del Volcán Reclús (473-469 y 111-109 cm de longitud), mientras que los otros dos restantes (316-314 y 264-260 cm de longitud) provienen de la Zona Volcánica Austral Norte, presumiblemente el volcán Aguilera (Stern, comunicación personal) (Figuras 2 y 8).

El año 2007 se obtuvo un nuevo grupo de testigos, esta vez provenientes desde un sector más cercano al centro del lago, y a una profundidad de ~14.50 metros desde la superficie del lago (Figura 6). De esta nueva perforación se obtuvo un testigo conteniendo la interfase agua-sedimento (PS0711SC) de 96 cm de longitud, y dos testigos Wright superpuestos (PS0711G y PS0711E) de 685 y 438 cm de longitud respectivamente. Análisis de rayos x permitieron determinar de una manera simple que el testigo más extenso (PS0711G) representaba la secuencia sedimentaria más completa (Figura 7). De este modo, utilizando en conjunto el grupo de testigos PS0711SC y

PS0711GT1-7 se desarrolló una secuencia sedimentaria compuesta de 724 cm de longitud (Figura 9).

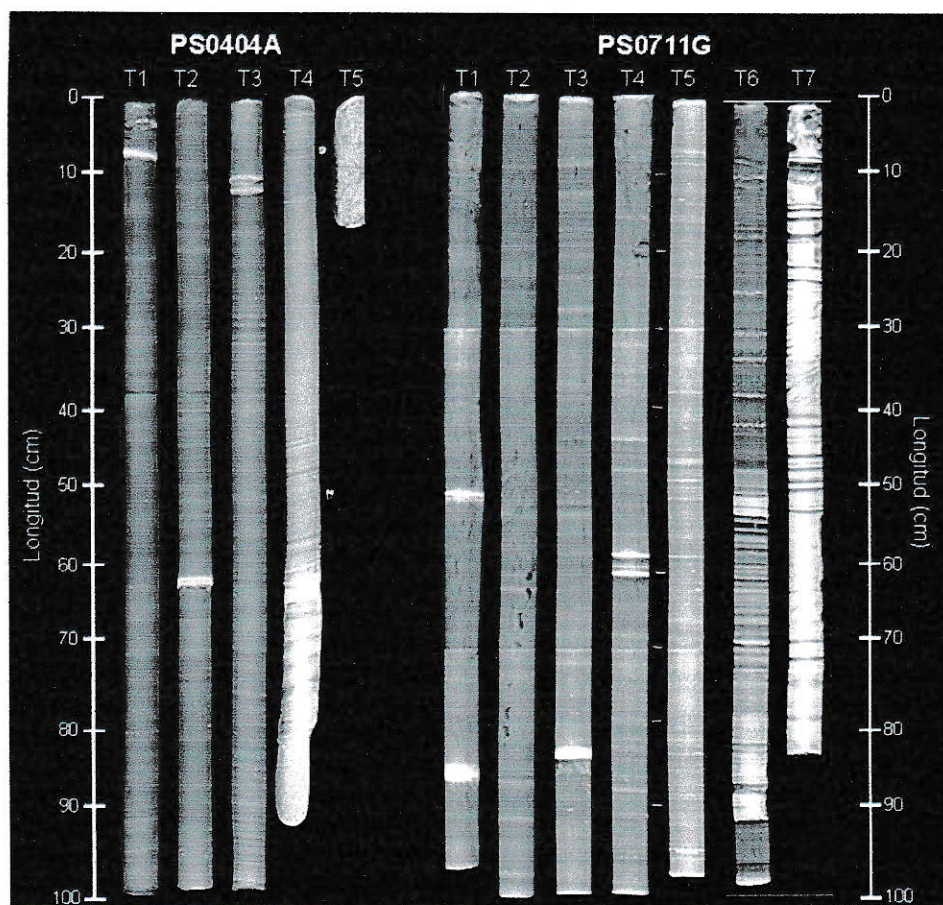


Figura 7. Mosaico de imágenes digitales de las radiografías tomadas los testigos PS0404A y PS0711G, provenientes de diferentes sectores del Lago Guanaco. Cada segmento corresponde a ~1 m de sedimento, extraídos en forma continua. La base de cada segmento se continúa con el tope del siguiente, de modo 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. Colores claros atestiguan sedimentos inorgánicos, mientras que colores oscuros dan cuenta de sedimentos de carácter más orgánico.

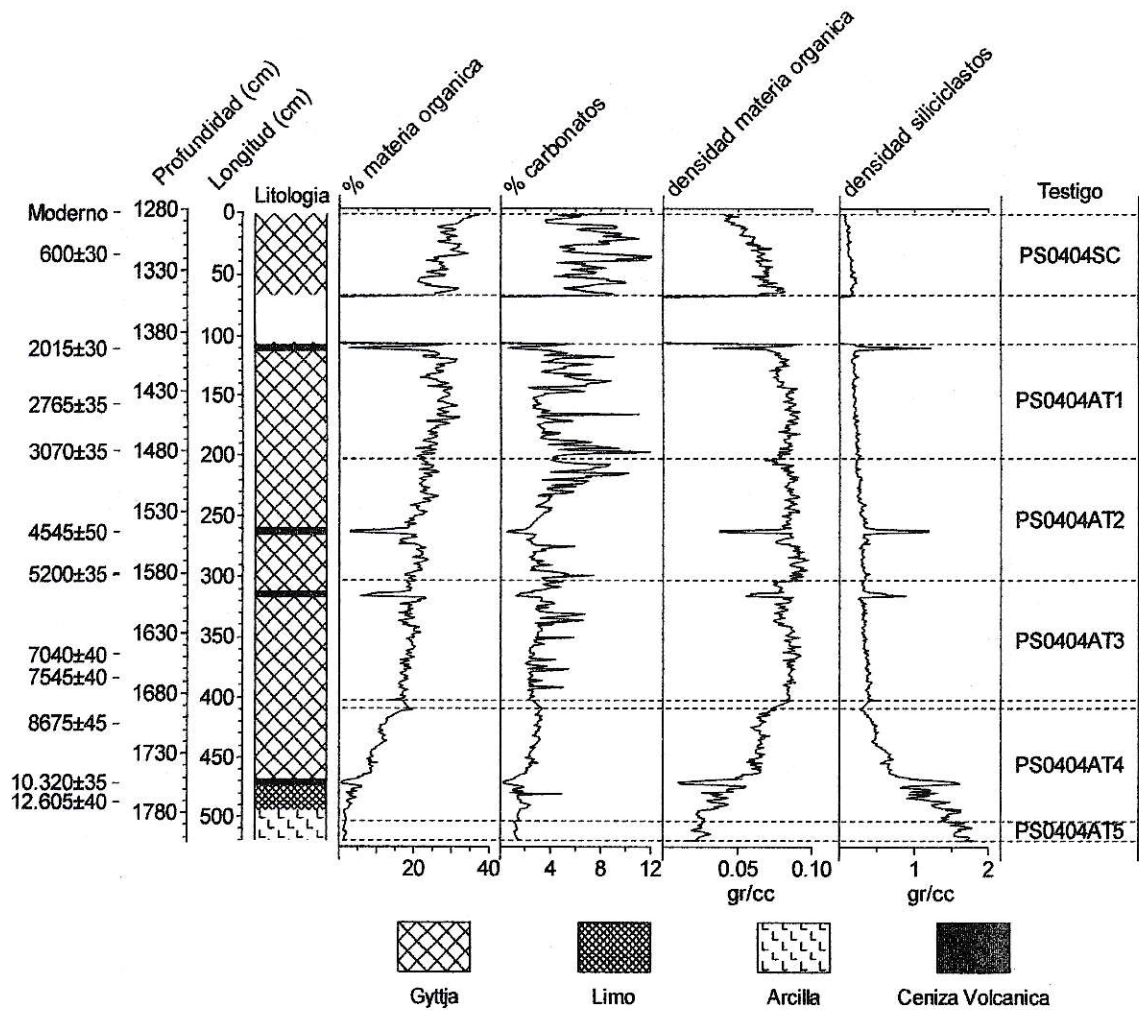


Figura 8. Columna estratigráfica, edades radiocarbónicas y resultados del análisis de pérdida por ignición de los testigos PS0404SC y PS0404A.

Los sedimentos de este nuevo registro consisten de una unidad basal de arcillas grises finamente laminadas con presencia ocasional de dropstones (685-611 cm de longitud), con valores de valores en el porcentaje y densidad de materia orgánica muy bajos (2 ± 0.06 y 0.03 ± 0.01 , respectivamente) y altos valores en la densidad de

siliciclastos (1.3 ± 0.02). Posteriormente, los sedimentos cambian abruptamente a una unidad de limos orgánicos (611-576 cm de longitud) con múltiples niveles clásticos (609-606, 603-598, 593-587 cm de longitud). Se registra en esta unidad un incremento en los valores de porcentaje y densidad de materia orgánica respecto a la unidad anterior (5.4 ± 0.7 y 0.04 ± 0.7 , respectivamente), sin embargo la densidad de siliciclastos continua siendo alta (1 ± 0.06). Por sobre esta unidad se deposita una secuencia de limos finamente laminados (576-545 cm de longitud). Los valores de porcentaje y densidad de materia orgánica caen al comienzo de esta unidad pero aumentan en un constante durante su desarrollo, llegando al final de esta a valores relativamente altos (13 ± 1.8 y 0.08 ± 0.01 , respectivamente). En tanto, la densidad de siliciclastos muestra una tendencia totalmente contraria exhibiendo hacia el final de esta secuencia bajos valores (0.38 ± 0.06). Se destaca en esta unidad la presencia de altos valores de carbonatos (16 ± 2). Finalmente, el techo de esta la secuencia sedimentaria se encuentra dominada por una unidad compuesta principalmente por gyttja (545-0 cm de longitud), con altos valores en el porcentaje y densidad de materia orgánica (23 ± 0.2 y 0.08 ± 0.01)(Figura 9). 6 niveles de caída de ceniza se observan al interior de toda la secuencia sedimentaria. Análisis de ICPMS (Stern, comunicación personal) sugieren que cuatro de estas provienen del volcán Reclús (570-568, 552-548, 89-86 y 53-51 cm. de longitud), mientras que las dos restantes provendrían de la Zona Volcánica Austral Norte (360-357 y 285-282 cm de longitud)(Figuras 2 y 9).

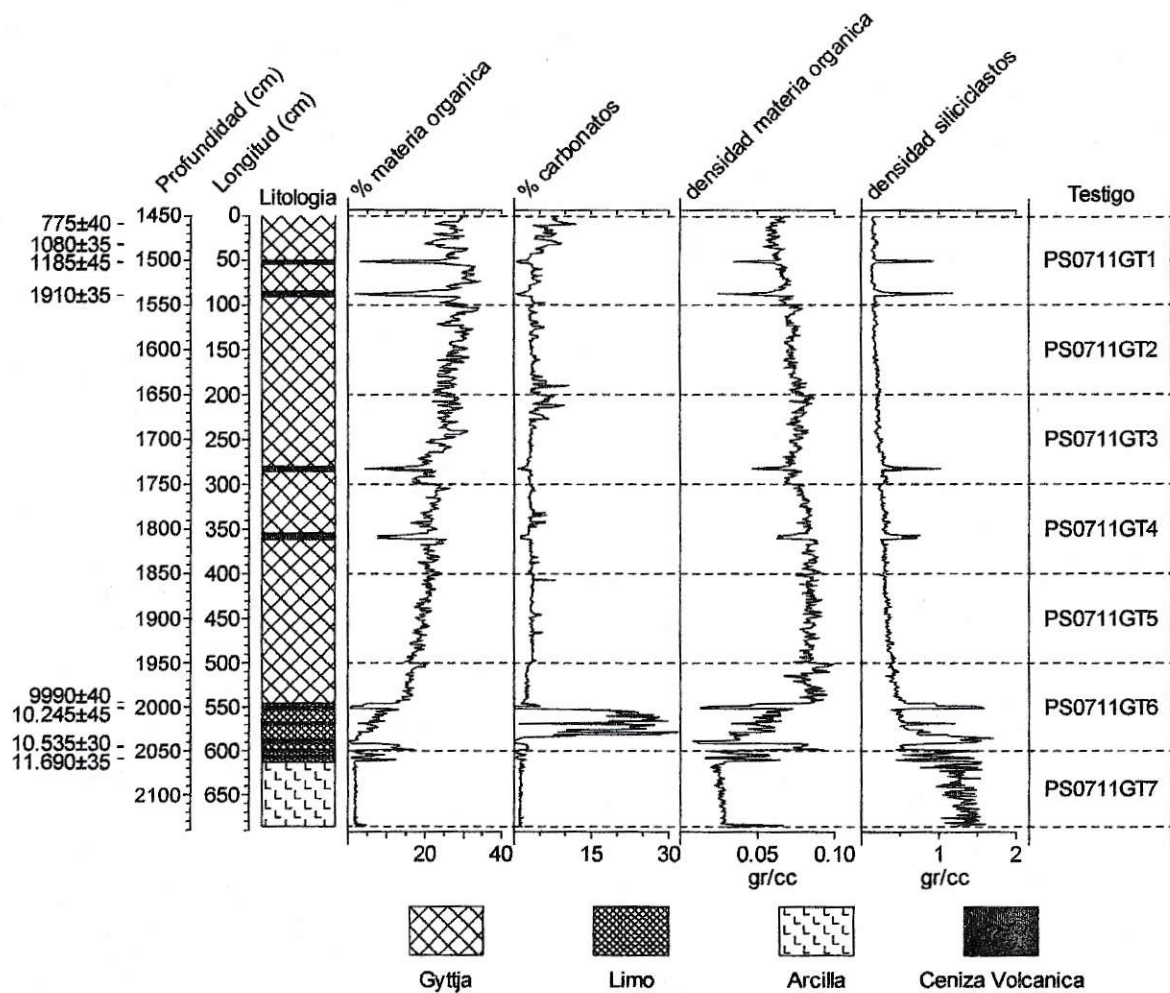


Figura 9. Columna estratigráfica, edades radiocarbónicas y resultados del análisis de pérdida por ignición del testigo PS0711G.

Mediante una exhaustiva comparación entre los múltiples testigos obtenidos del Lago Guanaco fue posible desarrollar una estratigrafía única y sin hiatos deposicionales. Esta estratigrafía compuesta consta de los testigos PS0404SC y PS0404AT1-4 y los testigos PS0711GT1 y PS0711GT5-7 (Figura 10 y 11).

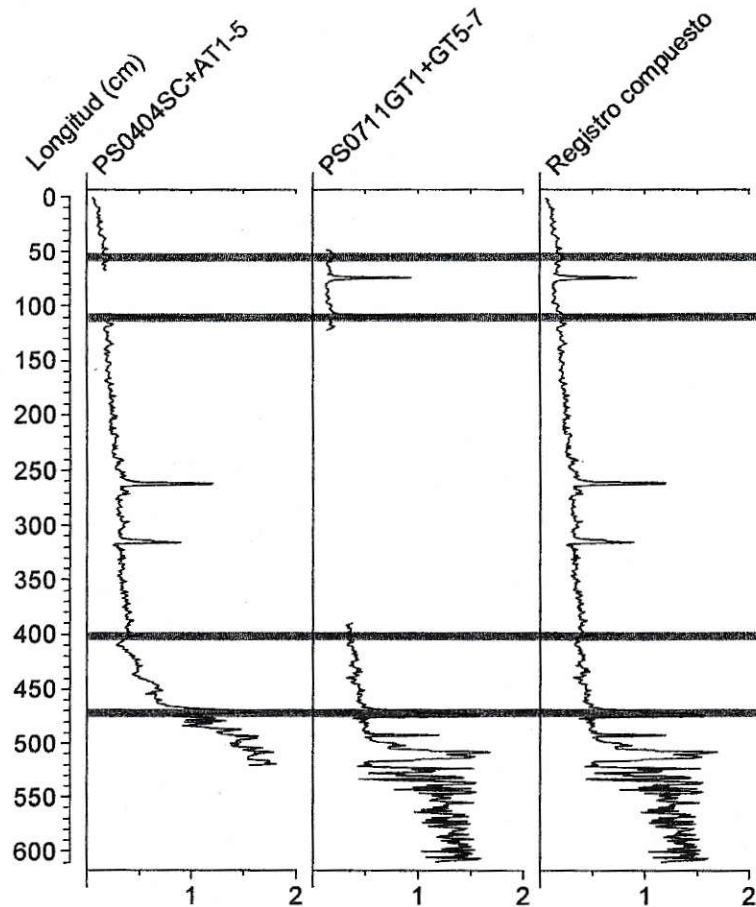


Figura 10. Correlación simple mediante el parámetro de densidad de siliciclastos entre los testigos PS0404SC y PS0404AT1-5 y los testigos seleccionados PS0711GT1 y GT5-7 utilizados para confeccionar el registro sedimentario compuesto de Lago Guanaco. El eje y representa la longitud original de los registros. Las zonas achuradas representan puntos de anclaje utilizados para correlacionar estos registros.

La litoestratigrafía correlacionada e integrada resultante (Figura 10 y 11) presenta una longitud total de 606 cm, y se caracteriza por presentar una unidad de arcillas grises finamente laminadas (606-534 cm de longitud modificada) en la base, seguida de una unidad de limos orgánicos (534-508 cm de longitud modificada) con múltiples niveles de ceniza re-trabajada (530-527, 524-519 y 514-508 cm de longitud

modificada). Por sobre este nivel, los sedimentos cambian abruptamente a limos inorgánicos finamente laminados y con altos porcentajes de carbonatos (508-469 cm de longitud modificada). Al interior de esta nueva unidad se registran dos niveles de caída de ceniza volcánica correspondientes a erupciones del volcán Reclús (494-491 y 474-470 cm de longitud modificada) (Stern, comunicación personal). Esta unidad de limos inorgánicos, finamente laminados y con altos porcentajes de carbonatos da paso a una unidad compuesta por gyttja (469-0 cm de longitud modificada) con 4 tefras, dos corresponden a erupciones provenientes de la Zona Volcánica Austral Norte, posiblemente el volcán Aguilera (316-314 y 264-260 cm de longitud modificada, respectivamente), las dos restantes corresponden a erupciones del volcán Reclús (112-109 y 76-73 cm de longitud modificada, respectivamente)(Figuras 2 y 11).

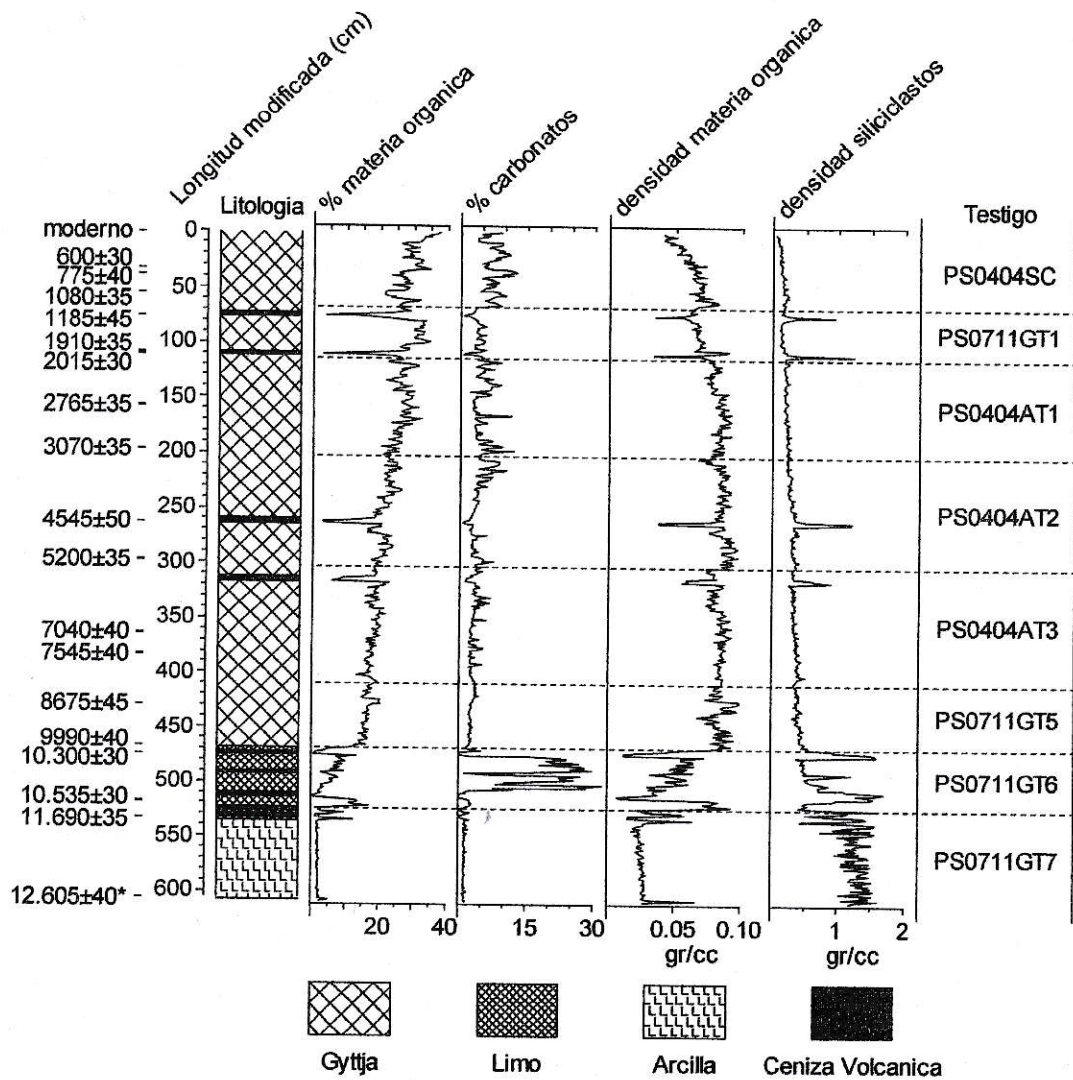


Figura 11 Correlación simple mediante el parámetro de densidad de siliciclastos entre los testigos PS0404SC y PS0404AT1-5 y los testigos seleccionados PS0711GT1 y GT5-7 utilizados para confeccionar el registro sedimentario compuesto de Lago Guanaco. El eje y representa la longitud original de los registros. Las zonas achuradas representan puntos de anclaje utilizados para correlacionar estos registros.

5.2. Geocronología y modelo de edad

La geocronología del registro de Lago Guanaco está basada en 20 dataciones radiocarbónicas AMS realizadas sobre muestras orgánicas totales y conchas de moluscos provenientes de los testigos PS0404SC, PS0404A y PS0711G (Tabla 1). Las edades radiocarbónicas fueron calibradas a edades calendario antes del presente (años cal AP) utilizando el programa CALIB 5.1 (www.calib.org). Edades menores a 10.000 años ^{14}C fueron calibradas utilizando la curva de calibración disponible para el Hemisferio Sur (SHCal04)(McCormac y col. 2004), mientras que para las edades mayores a 10.000 ^{14}C se utilizó la curva de calibración del Hemisferio Norte (IntCal04)(Reimer y col. 2004). Para la elaboración del modelo de edad fue necesario sustraer los niveles correspondientes a cenizas volcánicas debido a su instantaneidad deposicional generándose una longitud modificada menos tefras. Utilizando el programa R (www.r-project.org) se desarrolló un modelo de edad sobre esta escala de profundidad modificada menos tefras mediante una adecuación de la curva tipo spline cúbico (Figura 12).

El tiempo deposicional del registro sedimentario integrado de Lago Guanaco es extremadamente homogéneo, con un valor promedio para el registro completo de 28 ± 0.7 años/cm (mediana \pm error estándar). Solo en la porción basal del registro, específicamente entre 534-520 cm de longitud modificada ($\sim 13,5$ - $12,6$ ka), se presentan altos valores para el tiempo deposicional con un valor promedio de 90 ± 0.7 años/cm.

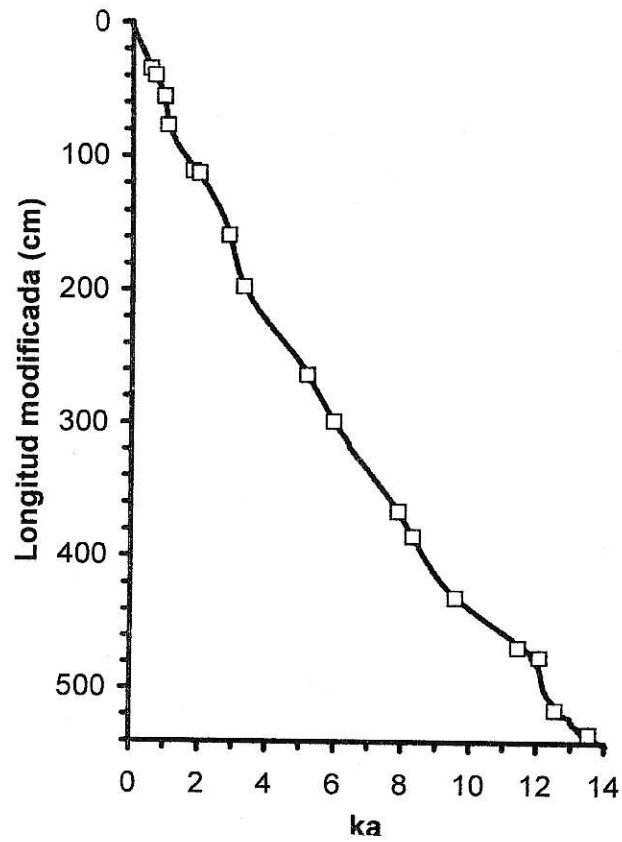


Figura 12. Modelo de edad del registro sedimentario integrado de Lago Guanaco desarrollado mediante una función de adecuación de la curva tipo spline. En el eje y se muestra la profundidad modificada, mientras que en el eje x se muestra la edad en kiloaños antes del presente (ka).

Tabla 1. Edades radiocarbónicas y calibradas (mediana de probabilidad) presentes en el testigo Lago Guanaco. Se indica el testigo de origen, longitud original y modificada, y material datado. La distribución de probabilidades de las edades marcadas con asteriscos fueron promediadas obteniéndose una media. ⁽¹⁾ Esta edad fue excluida en el desarrollo del modelo de edad.

Código Laboratorio	Testigo/ Segmento	Material datado	Longitud original (cm)	Longitud modificada (cm)	Años ¹⁴ C AP	$\pm 1 \sigma$	Años cal AP (mediana)
CAMS-107059	PS0404SC	Moluscos	1	1	moderno		-54
CAMS-115750	PS0404SC	Gyttja	35	35	600	30	552
CAMS-131734	PS0711SC	Moluscos	49	40	775	40	675
CAMS-131735	PS0711SC	Moluscos	73	56	1080	35	943
CAMS-133251	PS0711GT1	Gyttja	54	77	1185	45	1035
CAMS-131264	PS0711SC	Gyttja	90	111	1910	35	1789
CAMS-115803	PS0404AT1	Gyttja	76	113	2015	30	1962
CAMS-115748	PS0404AT1	Gyttja	123	159	2765	35	2856
CAMS-115751	PS0404AT1	Gyttja	162	198	3070	35	3293
CAMS-107056	PS0404AT2	Gyttja	228	264	4545	50	5169
CAMS-115752	PS0404AT2	Gyttja	263	299	5200	35	5953
CAMS-115753	PS0404AT3	Gyttja	330	366	7040	40	7879
CAMS-133254	PS0404AT3	Gyttja	349	385	7545	40	8311
CAMS-133255	PS0404AT4	Gyttja	387	431	8675	45	9585
CAMS-133252	PS0711GT6	Gyttja	545	469	9990	40	11.454
CAMS-131265*	PS0711GT7	Gyttja	552	476	10.245	45	11.995
CAMS-107057*	PS0404AT4	Gyttja	437	476	10.320	35	12.124
Media ponderada*	-	-	-	476	10.300	30	12.070
CAMS-133253	PS0711GT6	Gyttja	596	520	10.535	30	12.545
CAMS-131267	PS0711ET5	Gyttja	610	534	11.690	35	13.538
CAMS-107058 ⁽¹⁾	PS0404AT4	Gyttja	489	-	12.605	40	14.860

5.3. Análisis palinológico

El estudio palinológico se basa en 278 muestras las cuales fueron tomadas de manera continua-contigua entre los 519-463 y 69-0 cm de longitud modificada. La resolución temporal entre muestra para estos tramos es de 18 ± 0.6 y 17 ± 5 años/cm (mediana \pm error estándar), respectivamente. El resto del testigo fue muestreado centímetro por medio, con una resolución temporal entre muestras de 57 ± 2 años/cm. La resolución temporal total del registro es de 45 ± 2 años entre muestras.

9 zonas polínicas fueron definidas basándose en cambios en la estratigrafía polínica y el análisis de conglomerados (Figura 13). En cada zona polínica se muestran los valores promedios en paréntesis para cada taxon, excepto para la microalga *Pediastrum* los cuales son expresados en términos de tasas de acumulación (TA).

Zona LG1 (519-500 cm de longitud modificada; $\sim 12,7$ - $12,2$ ka). Esta primera zona se caracteriza por presentar altos valores de Poaceae (65.4%), seguida de *Ephedra* (6%) y Asteraceae (5.6%). *Nothofagus* tipo *dombeyi*, y *Acaena* también se encuentran presentes en el registro pero con bajos valores iguales o bajo 5%. Las esporas de *Blechnum* (4.4%) y la planta acuática de Cyperaceae muestran altos valores al comienzo de la zona (30.5%), al igual que *Myriophyllum*. Valores moderados de TA de las partículas de carbón se presentan en esta zona.

Zona LG2 (500-467 cm de longitud modificada; 12,2-11,5 ka). Un incremento en los porcentajes de *Nothofagus* tipo *dombeyi*, llegando a valores de $\sim 20\%$, y una expansión

de *Empetrum rubrum* (4.7%) definen esta zona. *Acaena* (9%) también experimenta un incremento respecto a la zona anterior. Los demás taxa se mantienen valores semejantes a la zona anterior. Poaceae se mantiene con valores altos (56.5%) sin embargo experimenta una disminución sostenida en sus valores hacia el final de la zona. Las esporas de *Blechnum* caen al igual que *Miryophillum*, sin embargo el cambio más abrupto es disminución en los porcentajes de Cyperaceae (15.4%).

Zona LG3 (467-425 cm de longitud modificada; 11,5-9,3). Caracterizan a esta zona el inicio de una expansión de Asteraceae (9.6%) y leves aumentos en los porcentajes de Caryophyllaceae (6.3%), Rubiaceae (3.1%), y de *Nothofagus* tipo *dombeyi* (20%). Por el contrario Poaceae (41.2%) continúa con una disminución sostenida y mientras que *Empetrum rubrum* cae a valores de <2%. *Blechnum* (7.7%) y Cyperaceae (35.8%) aumentan de manera importante durante esta zona, mientras la microalga *Pediastrum* aparece por primera vez en el registro.

Zona LG4 (425-363 cm de longitud modificada; 9,3-7,8 ka). Un aumento en los porcentajes de Poaceae (46.5%) y Asteraceae (14.6%) caracterizan esta zona, a la vez que *Nothofagus* tipo *dombeyi* (14.3%) experimenta una importante caída en sus porcentajes. Rubiaceae (2.2%) y *Acaena* también (8.4%) manifiestan una caída en sus porcentajes. Los demás taxa se mantienen relativamente constantes respecto a la zona anterior. Los porcentajes de las esporas de *Blechnum* (3%) caen mientras que Cyperaceae (36.9%) mantiene sus valores altos. Las TA de *Pediastrum* experimentan un aumento hacia el final de la zona.

Zona LG5 (363-230 cm de longitud modificada; 7,8-4,2 ka). *Nothofagus* tipo *dombeyi* experimenta un incremento de manera sostenida durante todo el desarrollo de esta zona llegando a valores de 48% al final de esta. Acompaña este incremento la aparición del parásito epífita *Misodendron* en el registro polínico. *Acaena* (8%) también experimenta un incremento en sus porcentajes, en tanto Poaceae (39.6%), Asteraceae (12.1%) y Caryophyllaceae (2.7%) expresan una disminución hacia el final de la zona. La planta acuática Cyperaceae (29%) también expresa una caída en sus porcentajes respecto la zona anterior, mientras que *Pediastrum* exhibe un aumento en las TA al comienzo de la zona y cayendo posteriormente.

Zona LG6 (230-158 cm de longitud modificada; 4,2-2,9 ka). Apiaceae (2.2%), *Plantago* (5.3%) y *Phacelia* (2%) hacen aparición en esta zona polínica, mientras que los porcentajes de Poaceae se mantienen relativamente constantes. *Nothofagus* tipo *dombeyi* (33.6%) experimenta una disminución de los porcentajes máximos alcanzado durante la zona anterior. Asteraceae (6.1%) y *Acaena* (5.3%) exhiben una caída, mientras que *Myriophyllum* expresa un leve incremento en sus valores. La micro alga *Pediastrum* muestra un importante incremento en las TA.

Zona LG7 (158-35 cm de longitud modificada; 2,9-0,57 ka). Un incremento en los porcentajes de *Nothofagus* tipo *dombeyi* (43.5%) caracteriza esta zona, en tanto que Asteraceae (5.2%) y *Phacelia* (3%) expresan un incremento al final de esta. Apiaceae exhibe una disminución de sus porcentajes durante el desarrollo de esta zona

recuperándose al final de esta. Por el contrario *Plantago* (2.9%) y *Acaena* (3.5%) caen de manera sostenida hacia el final de la zona. Poaceae mantiene valores relativamente constantes con respecto a las zonas anteriores. Cyperaceae experimenta una caída hacia la mitad de la zona polínica, recuperándose al final de esta, mientras que *Miryophillum* muestra leves incrementos. Los valores de las TA de *Pediastrum* muestran una caída respecto a la zona anterior.

Zona LG8 (35-8 cm de longitud modificada, 570-70 años cal AP). Un nuevo aumento en los porcentajes de *Nothofagus* tipo *dombeyi* (56%) llevan a éste a alcanzar los valores más altos de todo el registro. Apiaceae (3.2%) también muestra un incremento en esta zona, acompañado de *Misodendron* (2.5%) y por un peak de *Mullinum*. Por el contrario, Poaceae (24.2%) cae exhibiendo sus valores más bajos. Lo acompañan en esta disminución Asteraceae (3.3%) y *Plantago*. En tanto Rubiaceae desaparece por completo en esta zona. Las esporas de *Blechnum* (4.4%) muestran un incremento en sus porcentajes, al igual que Cyperaceae (25.4%). Mientras que las TA de *Pediastrum* exhiben un leve aumento.

Zona LG9 (8-0 cm. de longitud modificada, 70 años cal AP-presente). Una expansión de Poaceae (47.1%), la cual es acompañada por la expansión de *Rumex* (8.6%) y *Plantago* (2.8%) definen esta zona polínica. *Nothofagus* tipo *dombeyi* (28.7%) experimenta una importante caída en sus porcentajes, la cual es acompañada por Apiaceae (2.3%). En esta zona desaparecen las especies *Phacelia* y *Ephedra*. Las esporas de *Blechnum* muestran una leve caída en tanto Cyperaceae (30.4%) experimenta

un leve aumento en sus porcentajes. *Miryophillum* y *Pediastrum* desaparecen al final de esta zona.

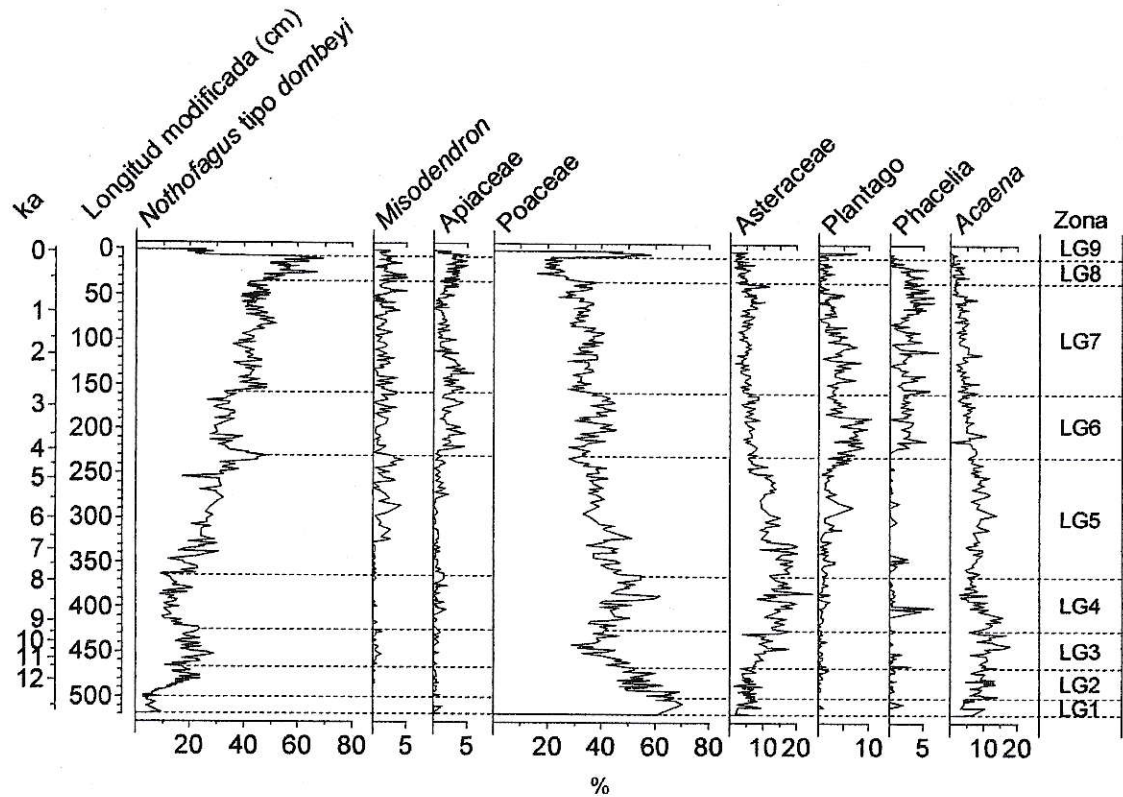


Figura 13. Diagramas polínicos con los resultados del recuento de polen y esporas de Lago Guanaco. En los ejes y se muestran la longitud modificada y la escala de edad (calibrada) en kiloaños (ka) antes del presente; en el eje x se muestran los porcentajes de cada taxón, exceptuando *Pediastrum* el cual está expresado en términos de tasas de acumulación (TA). STC=Suma total de los Cuadrados.

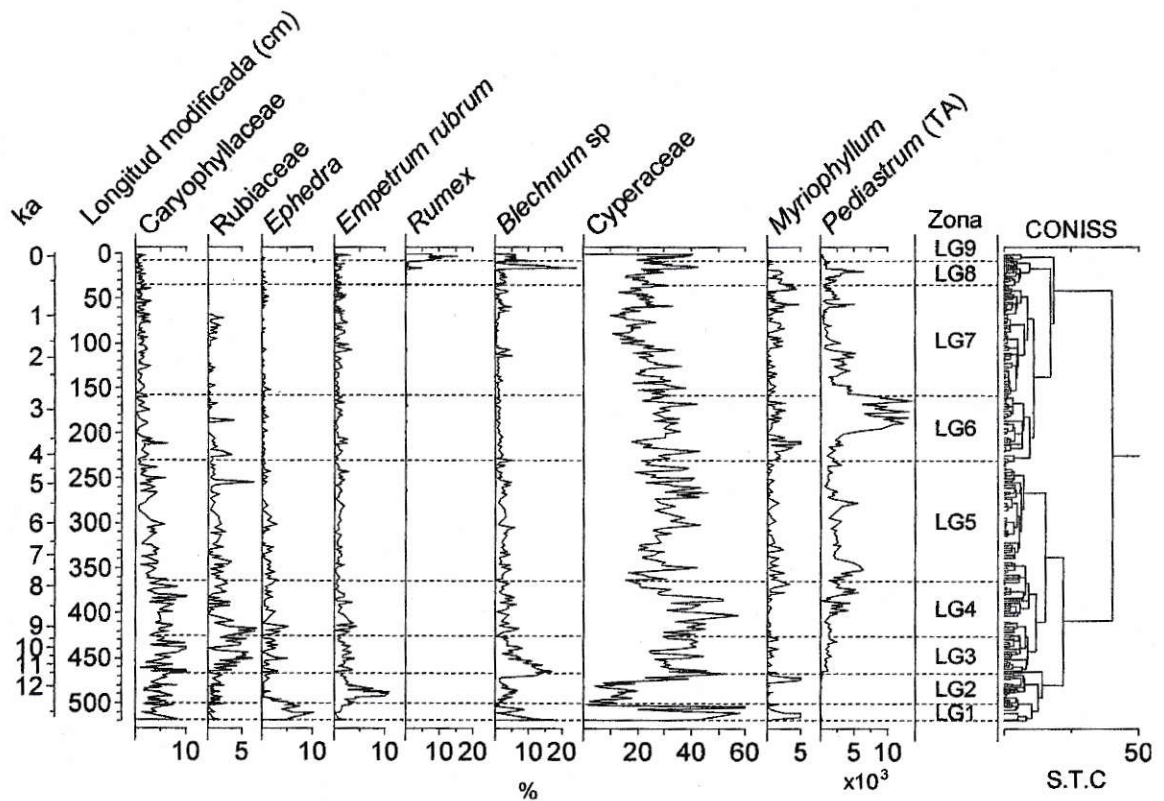


Figura 13 (continuación). Diagramas polínicos con los resultados del recuento de polen y esporas de Lago Guanaco. En el eje y se muestra escala de edad (calibrada) en kiloaños (ka) antes del presente; en el eje x se muestran los porcentajes de cada taxón, exceptuando *Pediastrum* el cual está expresado en términos de tasas de acumulación (TA). STC=Suma Total de los Cuadrados.

Altos valores en las tasas de cambio de la vegetación (Figura 14) ocurren durante la transición entre las zonas polínicas LG1- LG2 (12,2 ka), al interior de la zona polínica LG4 (8,9 y 8,5 ka), entre las zonas polínicas LG 6-LG7 (2,9 ka), hacia el final de la zona polínica LG 7 (1 ka) y durante la transición entre la zona polínica LG8-LG9 (~0,1 ka). Este último evento representa el de mayor magnitud en todo el registro, y es seguido en orden decreciente por los eventos ocurridos a los 1 ka; 12,2 ka; y 8,9-8,5 ka.

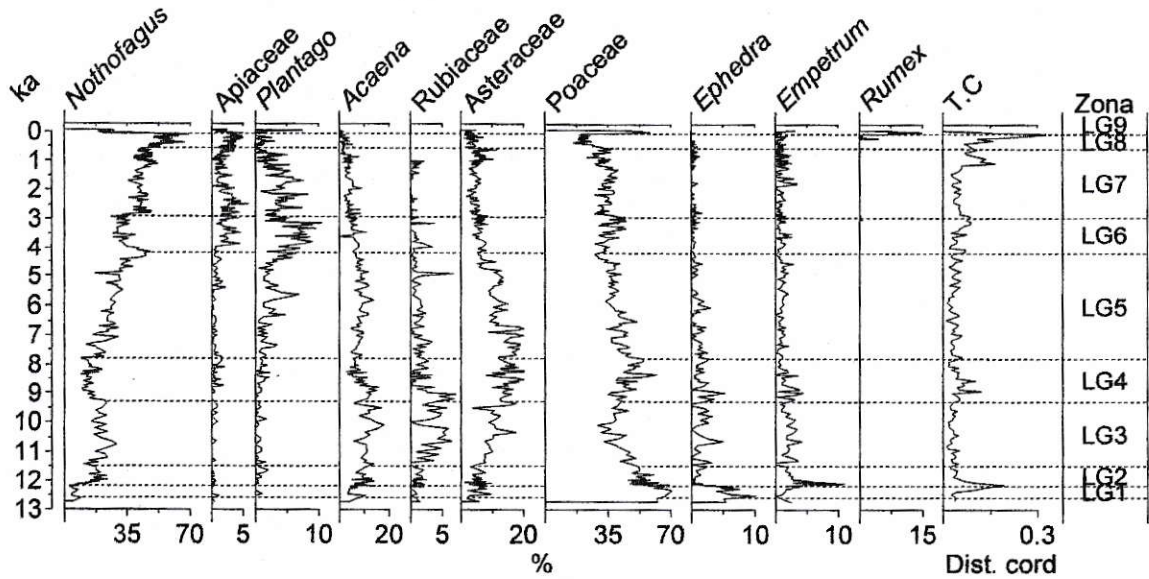


Figura 14. Diagrama polínico y tasas de cambio (T.C) del registro de Lago Guanaco. En el eje y se muestra la escala de edad (calibrada) en mil años (ka) antes del presente, mientras que en el eje x se expresan los valores de porcentaje de taxa seleccionados, seguido del parámetro tasas de cambio, expresado como distancia cordal.

5.4. Análisis de partículas microscópicas y macroscópicas de carbón

La figura 15 muestra un diagrama comparativo entre las tasas de acumulación (partículas/cm²/año) de partículas microscópicas y macroscópicas de carbón (CHAR microscópico y macroscópico, respectivamente) presentes en el registro sedimentario de Lago Guanaco. Los valores promedio de CHAR microscópico y macroscópico fueron de 688 ± 40 y 2 ± 0.1 partículas/cm²/año (\pm error estándar), respectivamente. Altos valores de CHAR microscópico (promedio= 750 ± 103 partículas/cm²/año) se presentan durante las zonas polínicas LG1 y comienzo de LG4, específicamente entre 519-460 cm de longitud modificada, ~12,7-8,9 ka. Durante similar periodo los valores de CHAR macroscópico son relativamente bajos (promedio= 1.2 ± 0.1 partículas/cm²/año), exceptuando un breve

periodo con altos valores (promedio= 7.6 ± 1.4 partículas/cm²/año) durante la zona polínica LG2, específicamente entre 500-480 cm de longitud modificada, ~12,2-11,9 ka. Posteriormente, durante las zonas polínicas LG4 y LG5 las tasas de acumulación de CHAR microscópico expresan bajos valores, mientras que los valores de CHAR macroscópico muestran un leve incremento durante la zona polínica LG4. A partir de la zona polínica LG6 se observa el desarrollo de múltiples periodos de incremento en los valores de CHAR de ambas fracciones. En el caso de la fracción microscópica se observa que periodos de incremento en las tasas de acumulación ocurren entre los centímetros 200-150, 106-90 y 15-0 de longitud modificada, correspondientes a los lapsos temporales entre 3,3-2,7; 1,7-1,3 ka y durante los últimos 195 años, respectivamente. En tanto, la fracción macroscópica muestra altos los valores en las tasas de acumulación entre los centímetros 200-150 de longitud modificada y a partir del centímetro 70, correspondientes a los periodos cronológicos comprendidos entre 3,3-2,7 ka y post 1 ka, respectivamente.

Utilizando el programa de análisis de series temporales CharAnalysis (Higuera 2008) se determinaron 45 episodios de fuego estadísticamente significativos, calculándose sobre estos la frecuencia y magnitud de los eventos de fuego (Figura 16). La frecuencia de eventos de fuego es extremadamente fluctuante durante todo el registro, presentando un valor promedio de 1.6 ± 0.04 eventos/10³ años (\pm error estándar). Durante la zona polínica LG3 se registra el periodo con la menor frecuencia de eventos de fuego (promedio= 0.8 ± 0.06 eventos/10³ años), y a su vez el intervalo libre de fuego más extenso (~1000 años). Una alta frecuencia de fuego (promedio= 3.2 ± 0.06

eventos/ 10^3 años) se registra en las zonas polínicas LG7-8, con máximos a los 2,6 y 1,2 ka, y un valor promedio para el intervalo libre de fuego muy bajo (~ 150 años).

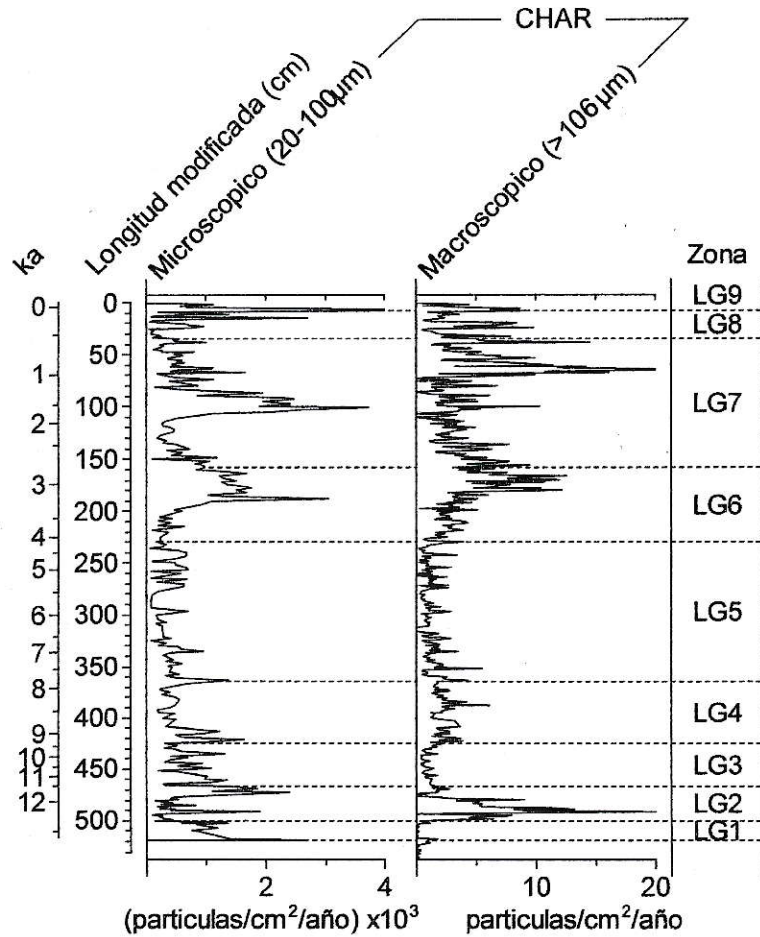


Figura 15. Tasas de acumulación de partículas microscópicas y macroscópicas de carbón (CHAR) provenientes de Lago Guanaco. En el eje *y* se muestran la escala de longitud (modificada) y edad (calibrada) en kiloaños (ka). En el eje *x* se muestran las tasas de acumulación de partículas microscópicas y macroscópicas de carbón

Los valores para los parámetros de frecuencia de eventos de fuego y intervalo libre de fuego durante las zonas polínicas LG1-2, LG4-6 y LG9 representan la condición intermedia para el registro (promedio= 1.2 ± 0.03 eventos/ 10^3 años, y 350 años,

respectivamente), con valores máximos para la frecuencia de eventos de fuego a los 12,2; 9,4; 8,3; 7,7; 6,5; 5,2 ka. El parámetro de magnitud de eventos de fuego muestra que eventos de gran magnitud (>200 partículas/cm²) ocurren a los 12,2; 3; 1,6 ka y especialmente durante los últimos 1000 años, específicamente a los 990, 630, 370, 67 años cal AP.

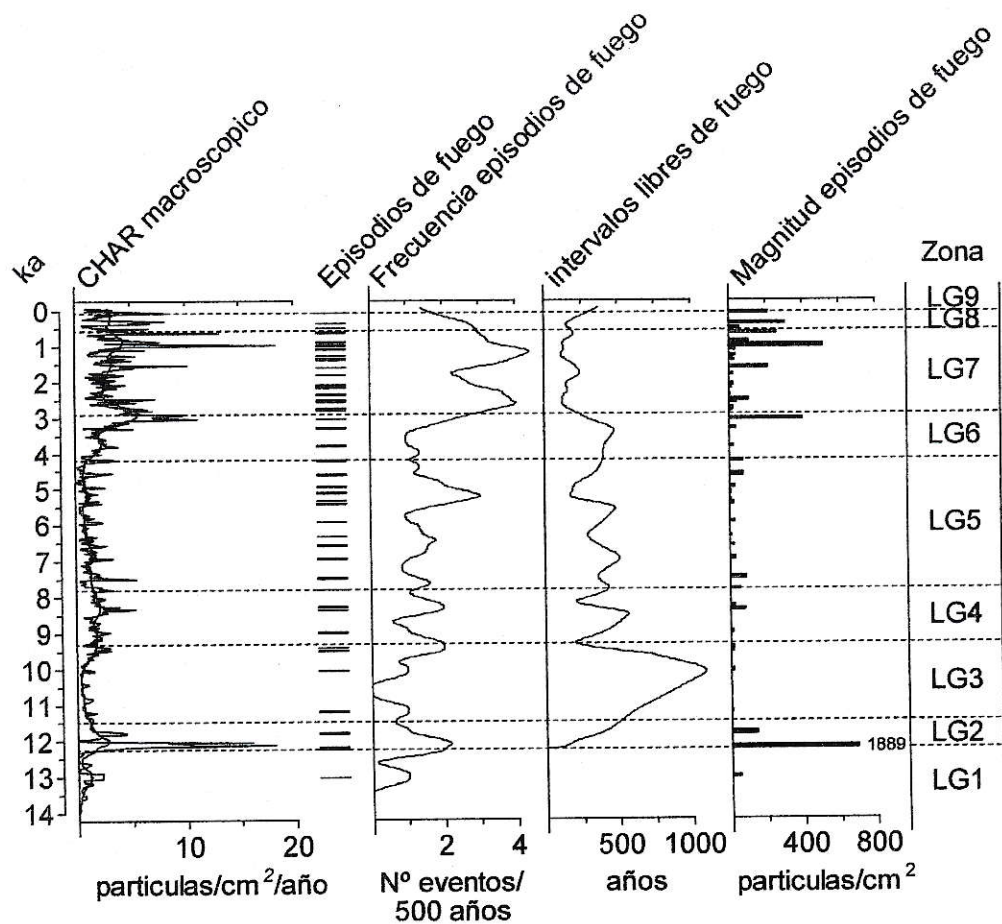


Figura 16. Diagrama mostrando los resultados producidos mediante el programa de análisis de series temporales CharAnalysis. En el eje y se observa la edad en kiloaños. En el eje x se expresan los valores de CHAR, episodios de fuego, la frecuencia y magnitud de los episodios de fuego.

6. DISCUSIÓN

6.1 Estratigrafía y cronología

Exhaustivas correlaciones entre múltiples testigos de sedimentos obtenidos desde diferentes ambientes deposicionales al interior de la cuenca del Lago Guanaco, permitieron elaborar un registro sedimentario integrado sin hiatos. Veinte dataciones radiocarbónicas, ubicadas en posiciones claves de la lito y palinoestratigrafía, acompañan a este registro y proveen un adecuado control cronológico sobre el cual reconstruir la historia paleoambiental del ecotono bosque-estepa al interior del Parque Nacional Torres del Paine durante los últimos 14.800. Las tasas de depositación son relativamente homogéneas durante todo el registro con un valor promedio de 28 años/cm. Solo en la base del registro, entre 13,5-12,6 ka, se registran valores promedio relativamente altos (89 años/cm)(Figura 12).

La litoestratigrafía y cronología del registro sedimentario integrado de Lago Guanaco muestra la depositación arcillas grises finamente laminadas entre >14,8-13,5 ka, indicando un ambiente deposicional lacustre y con influencia glacial. Entre 13,5-12,6 ka se deposita una unidad litológica de limos orgánicos (Gyttja) con múltiples niveles clásticos asociados a material volcánico retrabajado. Altos valores promedio en las tasas de depositación de esta unidad litológica (89 años/cm) sugiere un ambiente sedimentario de alta energía. En torno a 12,6 ka ocurre el cese en la depositación del material volcánico retrabajado y el comienzo en la depositación de limos inorgánicos con alta concentración de carbonatos. La presencia de finas laminaciones en la estratigrafía

sugiere una sedimentación pelágica en un ambiente lacustre. A partir de 11,5 ka las concentraciones de carbonatos disminuyen, comenzando la depositación de Gytija la cual domina la porción superior del registro sedimentario. La constancia deposicional que expresa esta última unidad litológica (promedio= 26 ± 0.5 cm/año) sugiere que las condiciones de la cuenca un variaron de manera importante durante los últimos 11.500 años (Figuras 11 y 12)

Seis niveles de caída de ceniza volcánica *in situ* se presentan al interior del registro sedimentario de Lago Guanaco. Análisis de ICPMS indican que cuatro de estas tefras corresponden al volcán Reclus y dos a Zona Volcánica Austral Norte (ZVAN), posiblemente el volcán Aguilera. Fechados radiocarbónicos ubicados inmediatamente por debajo de cuatro de estas tefras, proporcionan una edad máxima cercana para tres eventos eruptivos del volcán Reclus y uno del ZVAN. En cambio, la cronología asociada a los dos niveles de caída de cenizas restantes, uno del volcán Reclus y el otro de la ZVAN, fue estimada mediante el modelo de interpolación de edad. En resumen, la tefrocronología del registro sedimentario de Lago Guanaco indica que el volcán Reclus habría experimentado erupciones en torno a 12,4; 12,1; 1,8 y 1 ka. En tanto, erupciones relacionadas a la Zona Volcánica Austral Norte habrían ocurrido a los 5,2 y 6,5 ka (Figura 11)

6.2. Historia paleoambiental en el sector de Lago Guanaco

6.2.1. Transición glacial-postglacial (14,8-11,5 ka)

La estratigrafía y cronología de porción basal del registro sedimentario integrado de Lago Guanaco sugiere que su cuenca quedó libre de hielos a una edad >14,8 ka, siendo posteriormente inundada por un lago proglacial (Figura 17). Arcillas glaciolacustres finamente laminadas atestiguan esta fase, la cual se encuentra acotada cronológicamente entre ~14,8-13,5 ka. El comienzo en la depositación de limos orgánicos a los 13,5 ka indica un cese en la influencia glacial sobre la cuenca del Lago Guanaco. Posiblemente este cambio se deba a un retroceso del frente de hielo y/o un descenso en el nivel del lago proglacial, permitiendo la individualización de su cuenca. Múltiples niveles clásticos se depositan entre 13,5-12,6 ka, sugiriendo: descarga fluvio-glacial, o bien la ocurrencia de fuertes precipitaciones capaces de movilizar sustrato inestable, producto del reciente abandono de la cubierta glacial-glaciolacustre, hasta el centro de la cuenca. Sin embargo, los datos disponibles son insuficientes para definir con precisión cual(es) fenómeno(s) se presentan detrás de la génesis de esta unidad litológica. Análisis polínicos desarrollados en las unidades sedimentarias previamente descritas no arrojaron resultados satisfactorios. Bajas y/o nulas concentraciones de polen, sugieren una extrema dilución de la señal polínica o bien el desarrollo de una exigua vegetación en la zona. La aparición de granos de polen en los sedimentos del registro integrado de Lago Guanaco ocurre en torno a 12,6 ka, y en casi sincronía con un incremento en la concentración de los carbonatos (Figura 17). El mecanismo asociado a la génesis/depositación de estos carbonatos es difícil de explicar,

sin embargo la depositación de una unidad litológica con características y cronología similar (12,8-11,5 ka) en Lago Eberhard, distante a ~65 km al oeste de Lago Guanaco, sugiere que su origen estaría vinculado a un mecanismo operando a escala regional (Cárdenas 2006). Una posibilidad es el desarrollo de condiciones climáticas que favorezcan la precipitación de carbonatos como la evaporación o la actividad bacterial (Bernasconi y col. 2007). Sin embargo es imposible determinar con los datos disponibles si la depositación de esta unidad litológica se relaciona con uno u otro factor. Análisis más exhaustivos deberán ser desarrollados a fin de determinar el origen de los carbonatos en los sedimentos de Lago Guanaco y Lago Eberherd. La porción basal del registro polínico de Lago Guanaco, entre 12,6-11,5 ka, se encuentra dominado por altos valores de Poaceae (>60%), seguido de Asteraceae, *Acaena* y Caryophyllaceae (~20%, en base a la suma de sus porcentajes). Se observa además que entre 12,6-12,2 ka *Ephedra* (~5%) acompaña este ensamble polínico, mientras que entre 12,2-11,5 ka este es acompañado por *Nothofagus* (~15%), *Empetrum* (~5%) y Asteraceae (5%)(Figura 17). El desarrollo de inferencias paleoambientales en función a la estratigrafía polínica de esta porción del registro polínico de Lago Guanaco se encuentra limitado debido a la no existencia de un análogo moderno en el área de estudio. Sin embargo, estudios de lluvia polínica actual desarrollados en el curso superior del Río Santa Cruz en Argentina (50°15'S;71°00'W-50°15'S;72°00'W)(Mancini 1998; Mancini 2002) exhiben un ensamble polínico semejante al presente entre 12,6-12,2 ka en Lago Guanaco. Altos valores de Poaceae (~80%) y *Ephedra* (~10%), definen en el área del Río Santa Cruz una formación vegetacional dominada principalmente por pastos cespitosos, y cuya fisonomía se caracteriza por una baja cobertura vegetal dejando amplios sectores de

suelo desnudo. Montos precipitación de 200 mm/año y temperaturas medias anuales de 6-8 °C definen el desarrollo de esta vegetación, la cual a escala regional forma parte de una formación vegetacional denominada “el semi-desierto de la provincia de Santa Cruz” (Roig y col. 1985). De esto modo, es posible inferir entre 12,6-12,2 ka se desarrollo un clima frío-seco en sector del Lago Guanaco, condicionando el desarrollo de una vegetación pobre en la zona, semejando un paisaje vegetal semi-desértico.

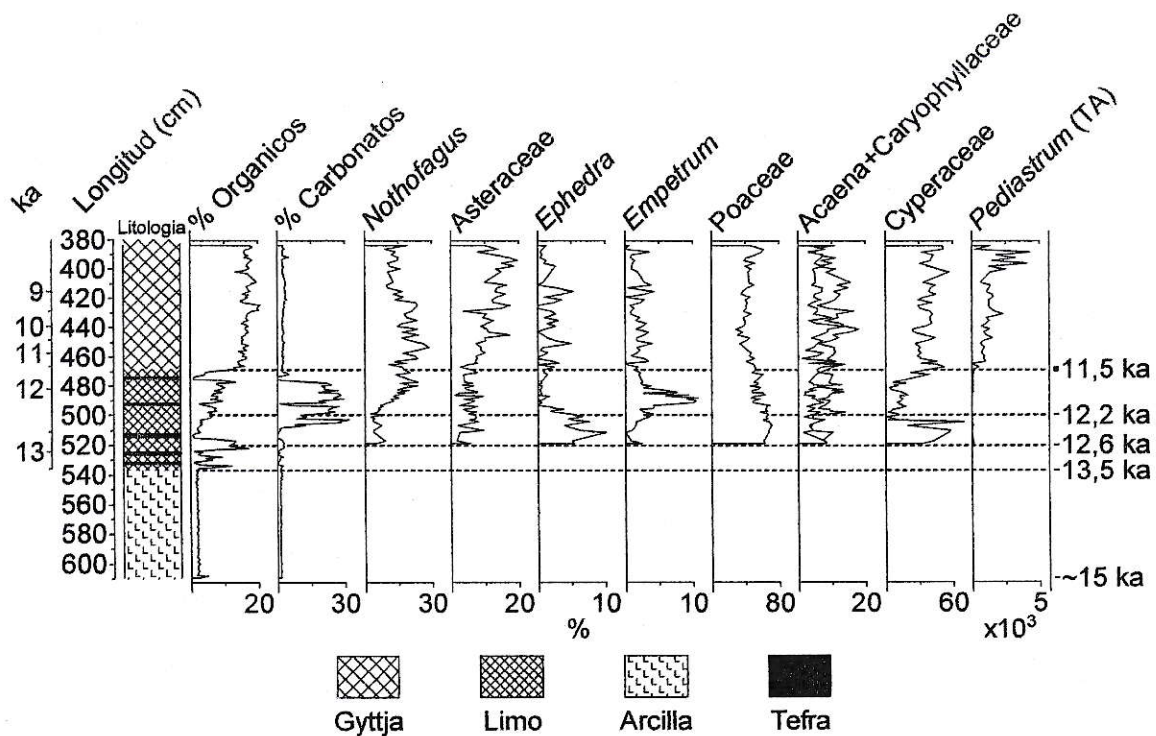


Figura 17. Diagrama resumen de la porción basal (610-380 cm; 14,8-8,5 ka), del registro sedimentario compuesto y polínico de Lago Guanaco. En el eje y se muestra la escala de edad (ka), seguido de la longitud y columna estratigráfica simplificada. En el eje x se muestran los parámetros porcentaje de materia orgánica y carbonatos, seguido de los valores porcentajes de cada taxón, exceptuando *Pediastrum* el cual está expresado en términos de tasas de acumulación (TA). Las líneas horizontales representan los niveles correspondientes a los periodos de cambio climático y vegetacional discutidos en el texto.

Un estudio de lluvia polínica actual desarrollado recientemente en las inmediaciones de la ciudad de Punta Arenas, Chile (53°08'S;70°54'W), señala que sectores del ecotono bosque-estepa impactados de manera reiterada por el fuego son posteriormente ocupados por una unidad florística dominada por Poaceas y *Empetrum rubrum* (Quintana 2009). La lluvia polínica de esta unidad vegetacional se caracteriza por altos valores en los porcentajes de Poaceae (>60%), y *Empetrum* (~10-20%), situación similar a la observada en el registro de Lago Guanaco entre 12,2-11,5 ka. De este modo, es posible suponer que dicho ensamble polínico presente en Lago Guanaco representa un escenario de perturbación. Los valores exhibidos por *Nothofagus* (<15%) durante el transcurso de este periodo inferido de perturbación en el registro polínico de Lago Guanaco (12,2-11,5 ka), no son lo suficientemente altos para dar cuenta de la ocurrencia del taxón en el área de estudio (Heusser 1995; Mancini 1998; Quintana 2009). Por lo tanto, su presencia en las muestras analizadas se atribuye a transporte por larga distancia. La ausencia de polen de *Misodendron*, un hemiparásito específico de especies del género *Nothofagus*, en esta porción del registro polínico reafirma la idea del no desarrollo local de *Nothofagus*. La disminución en los porcentajes de Cyperaceae que se registra durante el transcurso de este periodo es difícil de interpretar. Sin embargo la magnitud del cambio, dado por un caída de los valores de porcentaje de ~60% a ~10%, sugiere una transformación radical en fisonomía de la vegetación palustre del Lago Guanaco. Un cese en la depositación de limos con altos valores de carbonatos, dando paso a una unidad marcadamente orgánica (Gyttja), ocurre torno a 11,5 ka (Figura 17). Simultáneamente con este cambio en la litología se observa un incremento en los porcentajes de taxones característicos de la

estepa arbustiva (Asteraceae, Rubiaceae) y en las tasas de acumulación de la microalga *Pediastrum*. Estos cambios en la litología y en el registro polínico de Lago Guanaco sugieren un pulso importante de calentamiento en torno a 11,5 ka, favoreciendo la expansión de la vegetación y llevado al desarrollo de condiciones más eutróficas en el lago (Thomasson 1963).

En resumen, las implicancias paleoambientales para el periodo concerniente a la transición glacial-postglacial en el sector de Lago Guanaco son: el desarrollo de condiciones en extremo frías entre ~14,8-12,6 ka, favoreciendo la persistencia de las masas de hielo en sectores aledaños al área de estudio y restringiendo el establecimiento de la vegetación. Entre 12,6-12,2 ka se habría establecido una vegetación pobre, compuesta principalmente por pastos, producto de un clima frío-seco, mientras que entre 12,2-11,5 ka se habría desarrollado una vegetación que indicaría perturbación por fuego. Una alta variabilidad climática habría acompañado este último periodo. Finalmente un importante pulso de calentamiento ocurre a los 11,5 ka y marca un importante cambio en el ambiente terrestre y acuático, dando comienzo al Holoceno (Figura 17).

6.2.2. Holoceno (11,5 ka-presente)

Tal como se enuncio en la sección anterior, el comienzo en la depositación de Gytja, y la expansión de los elementos arbustivos asociados a formaciones más mesófitas en torno a 11,5 ka marca el comienzo del Holoceno en el registro sedimentario del Lago Guanaco. Entre 11,5-9,3 ka el registro polínico se encuentra dominado por Poaceae (~40%), seguido de *Nothofagus* (~20%), Asteraceae (~10%) y Rubiaceae (~5%)(Figura 18). Este ensamble polínico sugiere un paisaje abierto,

compuesto por pastos, hierbas y arbustos, además de la presencia esporádica pero local de *Nothofagus*. Esto último se evidenciaría además por la aparición de polen del hemiparásito *Misodendron* en los sedimentos. Análogos actuales para este ensamble se aprecian en los sectores ubicados al este del Lago Guanaco, en la transición entre los Matorrales Pre-Andinos y la Estepa Patagónica, en donde los montos de precipitación varían entre 400-250 mm/año (Pisano 1974). Entre 9,3-7,8 ka ocurre una expansión de Poaceae (~50%) y Asteraceae (~15%), y una coetanea disminución en los porcentajes de *Nothofagus* (~ 15%), y Rubiaceae (~2%)(Figura 16). Este ensamble polínico sugiere el desarrollo de una vegetación pobre, semejante a la presente en el extremo xérico del gradiente de vegetación al interior del parque: la Estepa Patagónica. El desarrollo de esta vegetación sugiere el desarrollo de condiciones secas (~250 mm/año) en el sector del Lago Guanaco entre 9,3-7,8 ka. Un incremento sostenido en los porcentajes de *Nothofagus* ocurre a partir de 7,8 ka, llegando a valores relativamente altos (~30%) en torno a 6,7 ka, y se mantienen constantes hasta 4,5 ka. Coetáneamente con estos cambios se registra una disminución en los porcentajes de Poaceae (~35%) y Asteraceae (~10%), respectivamente. Esto sugiere una re-expansión de *Nothofagus* hacia el área de estudio en torno a 7,8 ka y el establecimiento de una estepa abierta con arbustos en torno a 6,7 ka. Estos cambios en el paisaje vegetal sugieren un incremento en las precipitaciones a los 7,8 y 6,8 ka, llegando en este último pulso a valores de precipitación cercanos a los 400 mm/año. En torno a 4,5 ka se registra un incremento en los porcentajes de *Nothofagus*, llegando a valores máximos de ~40%, los cuales disminuyen a valores alcanzados previamente (~30%) a los 3,8 ka. Posteriormente al desarrollo de este breve evento (4,5-3,8 ka) ocurre un importante cambio en el ensamble polínico dado por un

incremento en los porcentajes de *Apiaceae*, *Phacelia* y *Plantago*, y una disminución de *Rubiaceae* (Figura 18). La anatomía de los cambios registrados en esta porción del registro polínico sugiere un significativo cambio en el paisaje vegetal, mediado por una breve expansión de *Nothofagus* entre 4,5-3,8 ka. Se observa que previo a este breve evento de incremento de *Nothofagus*, el registro polínico se encuentra dominado principalmente por tres elementos: *Poaceae*, *Nothofagus* y *Asteraceae*. Seguido de *Acaena*, *Caryophyllaceae* y *Rubiaceae*. Con posterioridad a este evento se suman al registro polínico los taxa herbáceos: *Apiaceae*, *Phacelia* y *Plantago*, sugiriendo el desarrollo de un paisaje vegetal más heterogéneo en términos de estructura y composición. Posiblemente, un incremento en las precipitaciones habría gatillado la breve expansión de *Nothofagus* a los 4,5 ka, las cuales se habrían tornado altamente fluctuantes a partir de 3,8 ka, permitiendo la coexistencia de los diferentes elementos del paisaje. Entre 2,9-0,57 ka el ensamble polínico pasa a estar dominado por *Nothofagus* (~40%), sin embargo *Poaceae* continua con valores altos (~30%)(Figura 18). Este cambio en las dominancias ocurre de manera abrupta (<50 años), y marca el establecimiento de una vegetación semejante a los Matorrales Pre-Andinos, formación vegetal que en definición caracteriza al ecotono bosque-estepa. Un incremento en los montos de precipitación, a valores entre 400-700 mm/año, habría sido el responsable de este cambio en el paisaje vegetal. Se observan al interior de este ultimo periodo (2,9-0,57 ka) momentos en los cuales los porcentajes *Nothofagus* y *Poaceae* co-varían con respecto a los demás elementos polínicos, sugiriendo variaciones en la continuidad espacial del ecotono bosque-estepa. Específicamente, se observan sutiles disminuciones (incrementos) de *Nothofagus* (*Poaceae*) a los ~2,2-1,3 ka y ~1-0,57 ka, lo cual estaría

reflejando leves disminuciones en la disponibilidad hídrica. Un incremento en los porcentajes de *Nothofagus*, llegando a valores relativamente altos (~60%), y una disminución de Poaceae (~20%) ocurre en torno a 570 años calendario AP, indicando el desarrollo de formaciones boscosas en el área de Lago Guanaco (Figura 18). La distribución de los ambientes boscosos al interior del Parque Nacional Torres del Paine se asocia a condiciones de relativa alta precipitación (>700 mm/año). Esto sugiere que el avance de los bosques hacia la zona del Lago Guanaco post 0,57 ka sería una respuesta a un incremento en la disponibilidad hídrica. Un abrupto descenso en los porcentajes de *Nothofagus* (~30%) se registra en torno a ~70 años calendario AP, el cual es acompañado por un incremento en los porcentajes de Poaceae (~50%) y *Rumex* (~10%)(Figura 18). Este ensamble polínico marca la instauración del actual paisaje estepario en el área de estudio. Sin embargo, este abrupto cambio en el paisaje no tendría relación alguna con variaciones en el clima, sino más bien sería una respuesta al impacto de las actividades humanas en la zona. Esta conjetura se basa en similitud en las edades registradas para la expansión de *Rumex* en el registro polínico (70 años calendario AP=1890 AD), y la llegada de los colonos Europeos al sector del Lago Guanaco (1894 AD)(Martinic 1974). Esta especie (*R. acetocella*) constituye un elemento exótico en la flora del parque, y habría arribado a la zona de estudio conjuntamente con la llegada de los colonos Europeos. En resumen, el actual paisaje estepario presente en gran parte del Parque Nacional Torres del Paine ejemplifica el profundo impacto que tuvo la actividad ganadera durante el siglo pasado en el paisaje vegetal de la región.

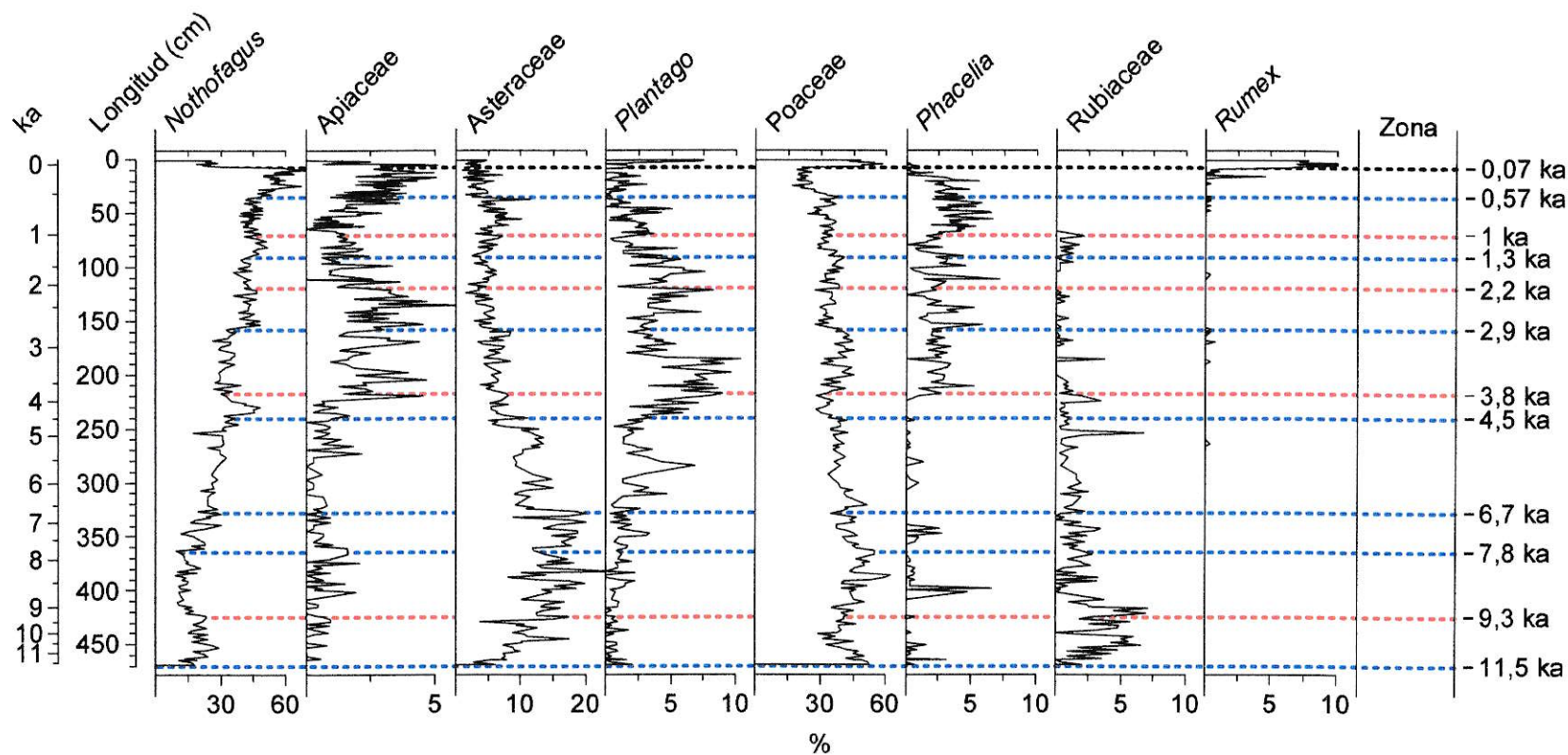


Figura 18. Diagrama resumen mostrando los últimos 11.500 años del registro polínico de Lago Guanaco. En el eje y se muestra la escala de edad (ka), seguido de la longitud. En el eje x se muestran los valores porcentajes de cada taxón. Las líneas horizontales representan los niveles correspondientes a los periodos de cambio vegetacional y climático discutidas en el texto. Las líneas azules representan eventos de incremento en las precipitaciones, mientras que las rojas representan los eventos de disminución en las precipitaciones. La línea negra representa el comienzo del periodo de impacto antropogénico en el área de Lago Guanaco.

6.3. Clima, vegetación y fuego en el registro de Lago Guanaco

Mediante la comparación entre los escenarios paleoambientales discutidos en la sección anterior, y los parámetros frecuencia y magnitud de los episodios de fuego inferidos mediante el análisis de series temporales CharAnalises, es posible examinar la relación clima-vegetación-fuego en el área del Lago Guanaco durante los últimos 12.600 años (Figura 19). Cambios en el parámetro de frecuencia de episodios de fuego permiten distinguir tres periodos: (i) uno de baja frecuencia de episodios de fuego entre 11,5-9,3 ka, (ii) uno de mediana frecuencia entre 12,6-11,5 ka; 9,3-2,9 ka y durante los últimos 570 años, y (iii) un periodo de alta frecuencia de episodios de fuego entre 2,9-0,57 ka. Este patrón de cambios en la frecuencia de los episodios de fuego coincide con cambios en el paisaje vegetal, sugiriendo un acoplamiento entre ambos parámetros mediante fluctuaciones climáticas a largo plazo. Se observa por ejemplo que durante la ocurrencia del periodo de mayor frecuencia inferida de episodios de fuego se desarrolla una vegetación arbórea/arbustiva la cual sería un análogo a la actual formación vegetacional de Matorrales Pre-Andinos. Tal como se propuso en la introducción e hipótesis de esta tesis, sería bajo el desarrollo un ambiente vegetal de estas características en donde se registraría una mayor frecuencia de incendios. Esto debido a que la acumulación y disponibilidad del material combustible no se encontrarían limitados bajo el desarrollo de este escenario climático-vegetacional. Por el contrario, durante la ocurrencia de los periodos de mediana frecuencia de episodios de fuego, previo a 2,9 ka, se desarrolla una vegetación abierta dominada por hierbas y arbustos, sugiriendo una escasa biomasa vegetal lo cual limitaría la ocurrencia de los episodios de fuego debido a una baja acumulación del material combustible. Por el contrario, la disminución en la frecuencia

de episodios de fuego post 0,57 ka, respondería a una restricción en la disponibilidad del material combustible. Esto debido a que las condiciones climáticas mantendrían húmeda la biomasa vegetal muerta presente en el ambiente, limitando su transformación a material combustible. El periodo de menor frecuencia de episodios de fuego en el registro de Lago Guanaco ocurre durante el desarrollo de un paisaje vegetal dominado por pastos y hierbas (e.g. *Acaena* y *Caryophyllaceae*, figura 13), sugiriendo un escenario con acumulación de material combustible insuficiente para el desarrollo de episodios de fuego. La anatomía de los cambios presentes en el parámetro de magnitud de los episodios de fuego, indica que eventos de mayor magnitud se desarrollaron entre 12,2-11,5 ka y post 2,9 ka, periodos que coinciden con cambios importantes en la fisonomía del paisaje vegetal (Figura 19). Por ejemplo, se observa que entre 12,2-11,5 ka se desarrolla una vegetación que sugiere un ambiente terrestre perturbado, dado por altos valores en los porcentajes de *Poaceae* y *Empetrum* (Quintana 2009). Simultáneamente con el desarrollo de este escenario vegetal, se observa un pobre desarrollo en la vegetación palustre (*Cyperaceae*), difícil de ser explicado en términos climáticos. Altos valores en las tasas de acumulación de las partículas macroscópicas de carbón, sugiere que durante 12,2-11,5 ka se desarrollaron incendios de una alta magnitud, lo cual es incongruente con el escaso material combustible que presentaría este escenario vegetacional. Posiblemente este periodo de alta promoción de fuego represente la ocurrencia de incendios en el área inmediata al Lago Guanaco, los cuales impactaron incluso a la vegetación palustre, produciendo una alta depositación de partículas macroscópicas de carbón los sedimentos. Por el contrario, los altos valores en el parámetro de magnitud de los episodios de fuego que se registran post 2,9 ka si estarían

reflejando una respuesta de este parámetro en función al tipo de biomasa vegetal consumida (arbórea/arbustiva).

Cambios en los valores del parámetro de tasas de cambio de la vegetación tienden a coincidir con eventos de alta magnitud de episodios de fuego. Esto puede estar reflejando el hecho que la magnitud de los incendios es el factor más determinante en modificar la fisonomía vegetal (a corto plazo) que la frecuencia de los eventos de fuego.

Fechaos radiocarbónicos (Tabla 2) procedentes de sitios arqueológicos ubicados en un radio de ~100 km en torno al Lago Guanaco, permiten examinar la relación entre la ocurrencia de incendios y la actividad los grupos trashumantes (Arnold y Libby 1951; Saxon 1976; Borrero 1977; Burleigh y Matthews 1982; Nami 1987; Carballo 1988; Nami 1990; Borrero y col. 1991; Prieto 1991; Martinic 1994; Nami y Nakamura 1995; Martinic 1996; Borrero y col. 1999; Carballo y col. 1999; Franco y col. 1999; Civalero y Franco 2003; Borrazzo 2008). Se observa que la región fue utilizada de manera casi continua por los grupos humanos, durante los últimos 14.600 años. Sin embargo, si se consideran las restricciones que habría impuesto el ambiente físico (e.g. ríos y montañas) a la movilidad de estos grupos humanos, solo los sitios arqueológicos ubicados en el sector de Lago Sofía (Última Esperanza) y Cerro León (Santa Cruz) representan los más viables puntos de exploración hacia el área de Lago Guanaco. En la figura 20 se grafica la cronología de ambos sitios arqueológicos, observándose breves periodos en los cuales no se registra ocupación, entre 12-11,1; 10,9-8,7; 8,2-6,4; 5,8-4,9; 4,3-3 ka y durante los últimos 1300 años cal AP. Relaciones entre estos patrones de asentamiento y la historia del fuego no son claras, sin embargo el registro arqueológico presenta aun un importante sesgo en la exploración del territorio.

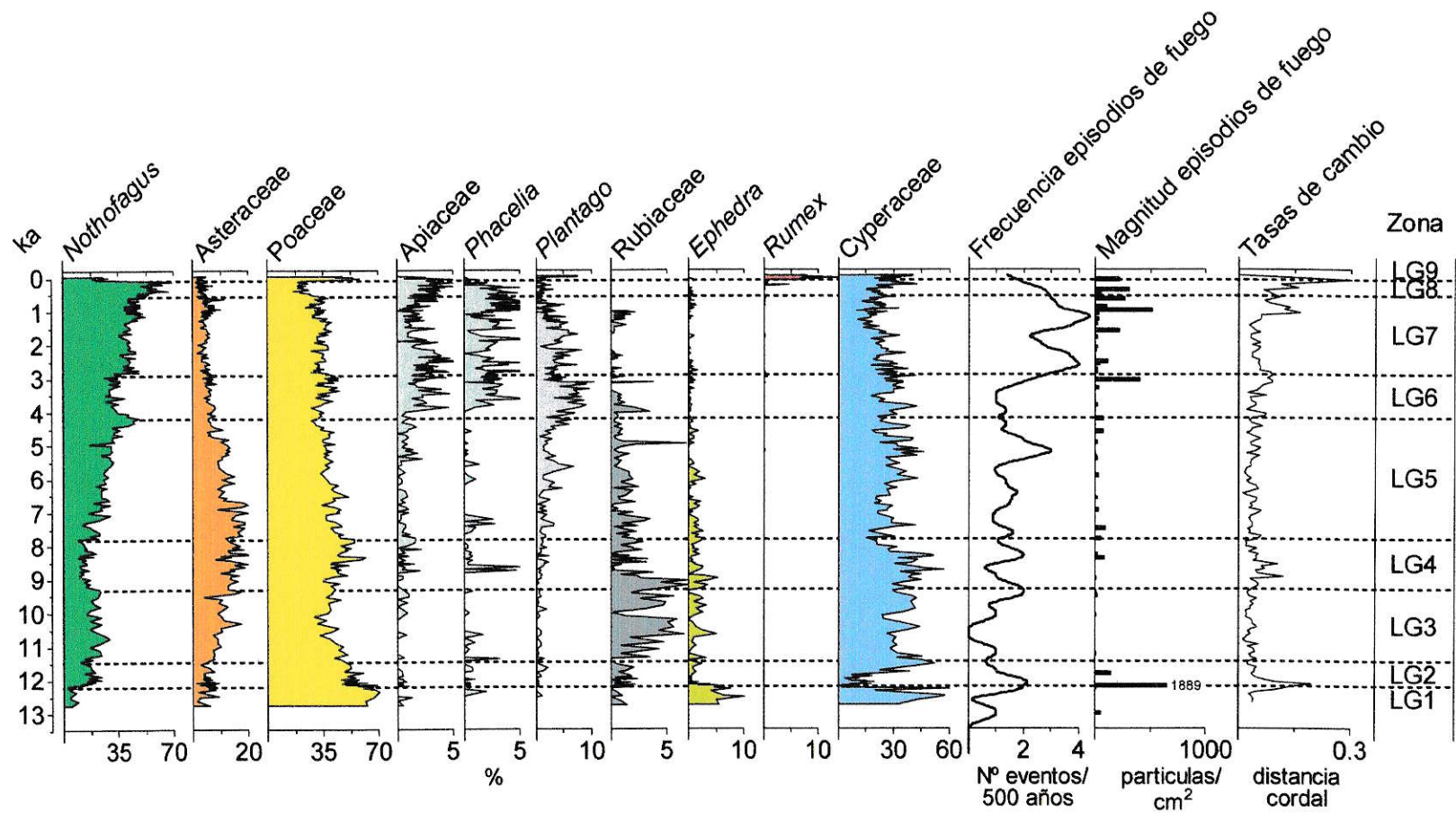


Figura 19. Diagrama resumen mostrando los últimos 14.000 años del registro polínico y de carbón macroscópico de Lago Guanaco. En el eje y se muestra la escala de edad calibrada en kiloaños (ka). En el eje x se muestran los valores porcentajes de de taxa seleccionados por su representatividad, y los parámetros frecuencia y magnitud de los episodios de fuego. Se muestran además las tasas de cambio de la vegetación. Las líneas segmentadas definen las zonas polínicas.

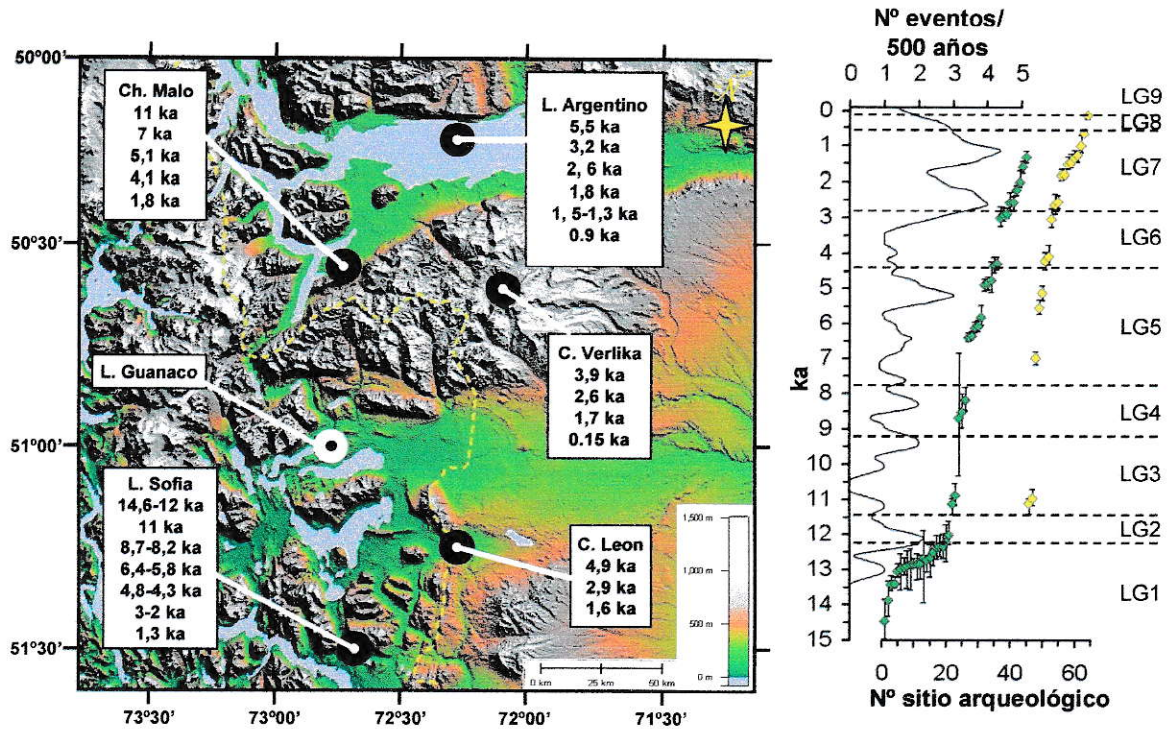


Figura 20. Modelo de elevación digital mostrando el Sector del Parque Nacional Torres del Paine y áreas aledañas (~100 km a la redonda), indicando la localización de sitios arqueológicos y los rangos de ocupación humana que estos exhiben. En el grafico anexo se muestra una comparación entre la frecuencia de eventos de fuego inferida en el registro de Lago Guanaco y la distribución de las edades individuales de estos sitios arqueológicos. Las edades en color verde corresponden a los sitios ubicados en el sector de Lago Sofía (Ultima Esperanza) y Cerro León (Santa Cruz).

Tabla 2. Edades radiocarbónicas y calibradas (mediana de probabilidad) asociadas a restos culturales de sitios arqueológicos presentes en un radio de ~100 km en torno al Lago Guanaco. Fuentes al final de la tabla.

Sitio N°	Provincia/ Nombre sitio	Código	años ¹⁴ C AP	error (± 1 σ)	años cal AP (mediana)	rango de distribución años cal AP (2 σ)	Material datado	Fuente
Ultima Esperanza								
1	Cueva del medio	PITT 0343	12.390	180	14.452	13.917-15.044	Hueso	1
2	Cueva del medio	A-7240	11.990	180	13.861	13.395- 14.327	Hueso	2
3	Cueva del medio	A-7241	11.570	100	13.421	13.239- 13.603	Hueso	2
4	Cueva Lago Sofía	PITT-0684	11.570	60	13.405	13.279- 13.531	Carbón vegetal	3
5	Cueva del medio	NUTA 1737	11.120	130	13.037	12.859- 13.215	Hueso <i>Lama cf. owenii</i>	1
6	Cueva del medio	NUTA 2197	11.040	250	12.991	12.395- 13.587	Hueso <i>Lama cf. owenii</i>	1
7	Cueva del medio	NUTA 2330	10.960	150	12.934	12.711- 13.157	Hueso <i>Lama cf. owenii</i>	1
8	Cueva del medio	Beta 39081	10.930	230	12.895	12.240- 13.550	Carbón vegetal	1
9	Cueva Lago Sofía	A-7283	10.910	260	12.862	12.130- 13.594	Carbón vegetal	2
10	Cueva del medio	A-7242	10.885	90	12.870	12.769- 12.971	Hueso	2
11	Cueva del medio	NUTA 2331	10.860	160	12.850	12.397- 13.303	Hueso <i>Hippidion saldiasi</i>	1
12	Cueva del medio	NUTA 1812	10.850	130	12.848	12.415- 13.281	Hueso <i>Lama guanicoe</i>	1
13	Cueva del Milodon	C-484	10.832	400	12.672	11.403- 13.941	Hueso quemado	4
14	Cueva del medio	NUTA 1811	10.710	100	12.742	12.398- 13.086	Hueso <i>Hippidion saldiasi</i>	1
15	Cueva del medio	NUTA 2332	10.710	190	12.661	12.089- 13.233	Hueso <i>Lama guanicoe</i>	1
16	Cueva del medio	Gr-N 14911	10.550	120	12.519	12.127- 12.911	Hueso	5
17	Cueva del medio	NUTA 1735	10.450	100	12.387	12.045- 12.729	Hueso <i>Lama guanicoe</i>	1
18	Cueva del medio	Beta 52522	10.430	80	12.351	12.065- 12.637	Carbón vegetal	1
19	Cueva del medio	NUTA 1734	10.430	100	12.351	11.999- 12.703	Hueso <i>Lama cf. Owenii</i>	1
20	Cueva del medio	Beta 58105	10.350	130	12.211	11.651- 12.771	Hueso	1
21	Cueva del medio	Gr-N 14913	10.310	70	12.006	11.715- 12.297	Carbón vegetal	5
22	Cueva del medio	Beta 40281	9770	70	11.119	10.785- 11.453	Hueso	5
23	Cueva del medio	PITT 0334	9595	115	10.877	10.560- 11.194	Carbón vegetal	5

Tabla 2. Continuación.

Sitio N°	Provincia/ Nombre sitio	Código	edad ¹⁴ C AP	error (± 1 σ)	años cal AP (mediana)	rango de distribución años cal AP (2 σ)	Material datado	Fuente
Ultima Esperanza								
24	Cueva del Milodon	BM-1207a	7785	747	8683	7029-10.337	Hueso camélido	6
25	Cueva Lago Sofía	A-7238	7740	200	8518	8049-8987	Carbón vegetal	2
26	Alero Pedro Cárdenas	PITI-0706	7415	165	8176	7844-8508	Carbón vegetal	7
27	Cueva del Milodon	BM-1204a	5684	52	6408	6297-6519	Carbón vegetal	8
28	Cueva del Milodon	BM-1204b	5643	60	6372	6278-6466	Carbón vegetal	8
29	Cueva del Milodon	BM-1201b	5395	58	6119	5950-6288	Carbón vegetal	8
30	Cueva del Milodon	BM-1201a	5366	55	6092	5939-6245	Carbón vegetal	6
31	Alero del Diablo	LP-259	5140	130	5829	5588-6070	Hueso camélido	9
34	Cueva del medio	Beta-37167	4290	130	4763	4422-5104	Carbón vegetal	7
35	Cueva Lago Sofía	PITT-0526	3950	60	4320	4101-4539	Carbón vegetal	3
36	Cueva Lago Sofía	PITT-0527	3915	60	4279	4087-4471	Carbón vegetal	3
37	Alero dos herraduras	A-7235	2915	105	3005	2761-3249	Carbón vegetal	2
38	Alero dos herraduras	DIC-264041	2870	65	2928	2766-3090	Carbón vegetal	9
40	Alero dos herraduras	A-7236	2575	115	2577	2340-2814	Carbón vegetal	2
41	Cueva del Milodon	BM-1202	2556	45	2578	2365-2791	Carbón vegetal	10
42	Cueva del medio	A-7239	2270	55	2226	2063-2389	Carbón vegetal	2
43	Cueva del medio	Beta-55521	2100	60	2011	1868-2154	Carbón vegetal	1
45	Cueva (Alero) Norte	PITT-1072	1495	70	1347	1189-1505	Carbón vegetal	11
Santa Cruz								
46	Chorrillo malo2	GX-25279	9740	50	11105	10789- 11225	Hueso <i>Lama guanicoe</i>	12
47	Chorrillo malo2	CAMS 71152	9690	80	10964	10735- 11204	Hueso <i>Lama guanicoe</i>	12
48	Chorrillo malo2	CAMS 71153	6170	50	6999	6805- 7163	Hueso <i>Lama guanicoe</i>	12
49	Sosiego4	LP-555	4870	90	5531	5319- 5729	Hueso <i>Lama guanicoe</i>	13

Tabla 2. Continuación.

Sitio N°	Provincia/ Nombre sitio	Código	edad ¹⁴ C AP	error (± 1 σ)	años cal AP (mediana)	rango de distribución años cal AP (2 σ)	Material Datado	Fuente
Santa Cruz								
50	Chorrillo malo2	Beta-82292	4520	70	5112	4877- 5302	Hueso <i>Lama guanicoe</i>	13
32	Cerro Leon3	GX-32583	4370	50	4897	4712- 5044	Hueso <i>Lama guanicoe</i>	14
33	Cerro Leon1	GX-27863	4340	40	4854	4654- 5026	Hueso <i>Lama guanicoe</i>	14
51	Cerro Verlika1	Beta-122880	3860	80	4199	3933- 4421	Hueso <i>Lama guanicoe</i>	13
52	Chorrillo malo2	Beta-148743	3790	80	4093	3867- 4406	Hueso <i>Lama guanicoe</i>	13
53	Campo del Lago 2	LP-235	2940	90	3032	2789- 3318	Hueso <i>Lama guanicoe</i>	15
39	Cerro Leon1	GX-27866	2850	40	2897	2776- 3056	Hueso <i>Lama guanicoe</i>	14
54	Cerro Verlika1	Beta-91300	2640	110	2636	2353- 2917	Hueso <i>Lama guanicoe</i>	13
55	Alero2 Pta Bonita	LP-402	2540	70	2559	2361- 2731	Carbón vegetal	16
56	Chorrillo malo2	LP-502	1950	60	1834	1698- 1989	Carbón vegetal	13
57	Sosiego2	GX-25278	1920	40	1800	1702- 1896	Hueso <i>Lama guanicoe</i>	13
44	Cerro Leon3	LP-1669	1740	60	1594	1413- 1725	Hueso <i>Lama guanicoe</i>	14
58	Cerro Verlika1	GX-25277-G	1685	70	1524	1374- 1701	Hueso <i>Lama guanicoe</i>	13
59	Sosiego4	LP-420	1640	90	1480	1307- 1693	Hueso <i>Lama guanicoe</i>	13
60	Alice 1	Beta-112232	1480	70	1336	1182- 1516	Hueso <i>Lama guanicoe</i>	15
61	Alice 1	Beta-112231	1420	70	1283	1091- 1406	Hueso <i>Lama guanicoe</i>	15
62	Charles Fuhr2	LP-406	1120	110	989	767- 1257	Hueso <i>Lama guanicoe</i>	17
63	Alice2	GX-27174	740	69	645	549- 735	Hueso <i>Lama guanicoe</i>	15
64	Cerro Verlika3	GX-27616	150	60	124	0- 280	Carbón vegetal	13

Fuentes. (1) Nami y Nakamura 1995; (2) Martinic 1994; (3) Prieto 1991; (4) Arnold & Libby 1951; (5) Nami 1987; (6) Saxon 1976; (7) Nami 1990; (8) Borrero 1977; (9) Borrero y col. 1991; (10) Burleigh & Matthews 1982; (11) Martinic 1996; (12) Civalero y Franco 2003; (13) Franco y col. 1999; (14) Borrazzo 2008; (15) Borrero y col. 1999; (16) Carballo 1988; (17) Carballo y col. 1999.

6.4 Historia paleoambiental del área del Parque Nacional Torres del Paine durante los últimos 14.800 años

Estudios de geomorfología glacial desarrollados al interior del Parque Nacional Torres del Paine revelan la presencia de extensos cordones morrenicos, los cuales demarcan la extensión que habrían alcanzado los hielos en el pasado (Marden y Clapperton 1995; Fogwill y Kubik 2005)(Figura 21). Según estos estudios el sector en el cual se emplaza el Lago Guanaco fue por última vez cubierto por los hielos durante un avance denominado D (Figura 21). Dataciones cosmogénicas desarrolladas sobre bloques erráticos acarreados por hielo y depositados sobre morrenas en el sector de Lago Nordenskjöld y el sector de Río Paine acotan cronológicamente el desarrollo de este avance D entre 14,7-12,1 ka y 14,2-11,1 ka en estos sectores, respectivamente (Fogwill y Kubik 2005; Moreno y col. 2009). Esta cronología es coherente con las edades basales provenientes de registros sedimentarios ubicados en la cercanía de la Laguna Azul y en el Sector de Río Paine, las cuales indican que el hielo se retiró de estos sectores a los 12,3 y 12,4 ka, respectivamente (Moreno y col. 2009). La localización de los sitios polínicos Pantano Torres del Paine y Vega Ñandú respecto a la presunta posición que alcanzaron los hielos durante el avance D, puede explicar la semejanza cronostratigráfica que presentan estos registros sedimentarios, dado por el paso desde arcillas glaciales a sedimentos orgánicos a una edad de 12,6 y 12,8 ka, respectivamente (Heusser 1995; Villa-Martínez y Moreno 2007). Sin embargo, la estratigrafía de la porción basal registro sedimentario de Lago Guanaco sugiere que su cuenca quedó libre de hielo a una edad cerca de 14,8 ka, y que posteriormente esta fue inundada y afectada por procesos asociados a actividad glacial periférica entre 14,8-12,6 ka. Esto sugiere que

posiblemente los límites inferidos para el avance D en el sector de los Lagos Nordenskjöld y Sarmiento no sean del todo correctos, y que los hielos (lóbulos glaciales) se hayan confinado solo al interior de las cuencas de dichos lagos, siguiendo de este modo los rasgos geomorfológicos dominantes del paisaje (Figura 21).

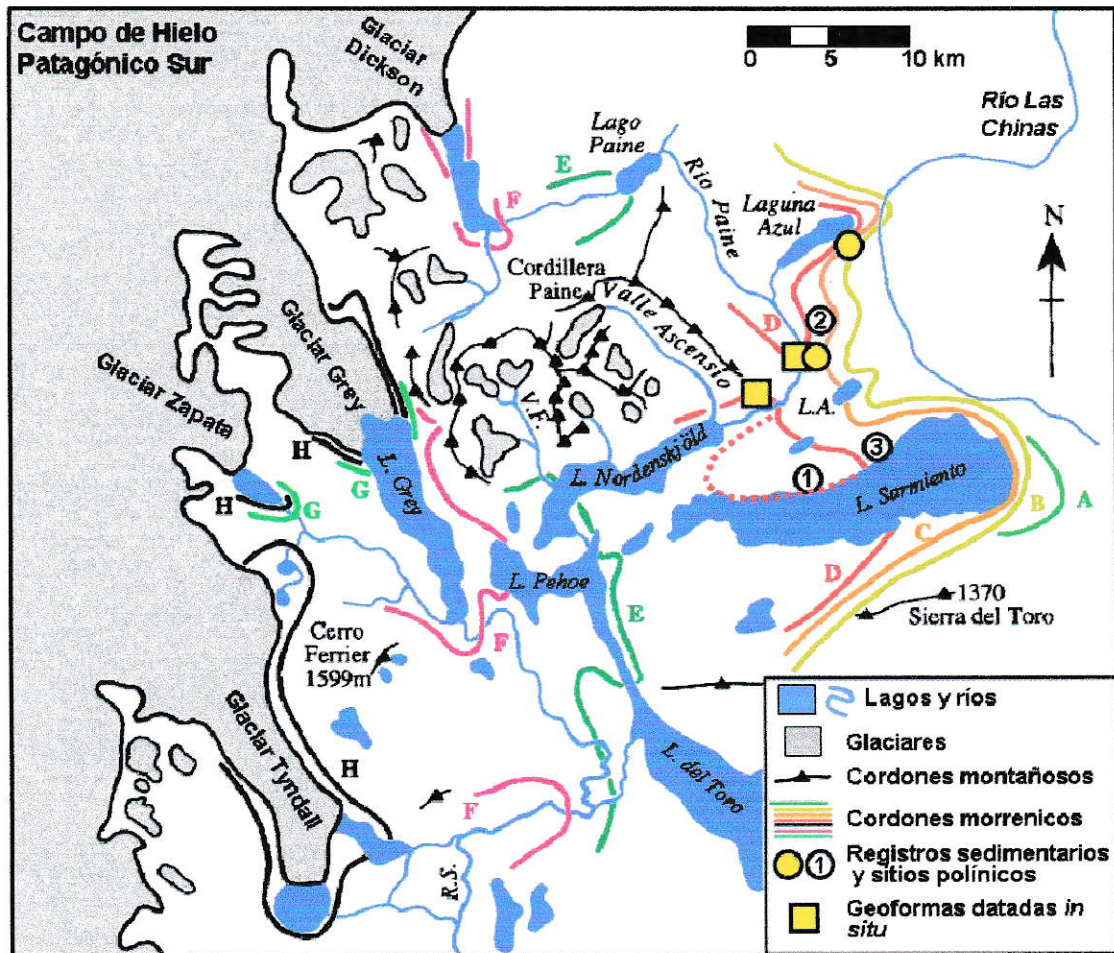


Figura 21. Mapa del área del Parque Nacional Torres del Paine indicando la distribución de los cordones morrenicos más prominentes (Modificado de Marden y Clapperton, 1995). Se muestra además la ubicación de las geoformas datadas *in situ* mediante dataciones cosmogénicas (□), registros sedimentarios (○), y los sitios polínicos discutidos en el texto: (1) Lago Guanaco, (2) Vega Ñandu y (3) Pantano Torres del Paine. La línea roja punteada entre los Lagos Nordenskjöld y Sarmiento representa el límite que alcanzaron los hielos durante el avance D en dichos sector, considerado los antecedentes aportados por el registro de Lago Guanaco. Mayor detalle en el texto.

Mediante la comparación entre los perfiles polínicos de Lago Guanaco, Pantano Torres del Paine (Heusser 1995), y Vega Ñandú (Villa-Martínez y Moreno 2007), es posible examinar con detalle la historia vegetacional y climática ocurrida en el área del Parque Nacional Torres del Paine durante los últimos 12.800 años. Se observa que los registros polínicos Lago Guanaco y Vega Ñandú presentan una tendencia de cambios polínicos similar, los que se traducen en un incremento mediante pulsos del componente arbóreo durante el postglacial (Figura 22). Por el contrario, el registro de Pantano Torres del Paine muestra el desarrollo inmutable de una estepa gramínea. La disimilitud entre la historia paleoambiental inferida desde estos estudios (Pantano Torres del Paine versus Lago Guanaco y Vega Ñandú), puede ser explicada en términos de restricciones asociadas al ambiente deposicional. Posiblemente, el Pantano Torres del Paine al tratarse de cuerpo de agua esporádico pudo haber sido colonizado sucesivamente durante el Holoceno por vegetación terrestre, particularmente gramíneas, explicando el porque su registro polínico exhibe el desarrollo de un paisaje estepario inmutable. Esta restricción impuesta por el ambiente deposicional podría también explicar la co-variación entre el incremento en las concentraciones en las partículas microscópicas de carbón y las disminuciones en los porcentajes de Cyperaceae. Es probable que durante la ocurrencia de incendios en el sector de Pantano Torres del Paine estos también ingresaran a su cuenca, consumiendo la vegetación palustre, lo cual explicaría este patrón. Con respecto a la similitud entre los registros polínicos de Lago Guanaco y Vega Ñandú, se observa que si bien existe una semejanza en las tendencias de los cambios vegetacionales en ambos registros, las cronologías asociadas a estos no son idénticas (Figura 22). Por ejemplo, se observa que la expansión inicial de *Nothofagus* en Lago Guanaco ocurre a

los 12,2 ka, mientras que en Vega Ñandú esta se registra a los 10,8 en. Posteriormente, una nueva expansión de *Nothofagus* se registra en Lago Guanaco a los 7,8 ka, mientras que en Vega Ñandú esta ocurre los 6,8. Finalmente la instauración de condiciones de bosque en Lago Guanaco ocurre a los 2,9 ka, mientras que en Vega Ñandu se registra a los 2,4 ka. En general, se observa que las principales transiciones vegetacionales ocurren más tempranamente en el registro de Lago Guanaco que en Vega Ñandú, lo cual puede estar reflejando una respuesta tardía de la vegetación a la señal climática local, producto del desarrollo de condiciones microclimáticas en el sector de Vega Ñandu. Otra alternativa es que debido a la complejidad que presenta la estratigrafía del registro sedimentario de Vega Ñandu, caracterizada por sucesivos cambios de gyttja a turba y turba a gyttja, dificulte el desarrollo de un modelo de edad adecuado. Esto puede estar siendo reflejado en la edad asignada a la expansión de *Rumex* en ambos registros. Tal como se señalo en la sección anterior *Rumex* es una especie de origen Europeo y su aparición en los registros polínicos se encuentra estrechamente asociada a la llegada de los colonos Europeos. En el registro de Lago Guanaco la cronología asociada a la expansión de *Rumex* (1890 AD) es similar a los antecedentes aportados por los registros históricos (1894 AD). En tanto, la expansión de *Rumex* en el registro polínico de Vega Ñandú (1450 AD) ocurre casi 600 años antes de la llegada de los colonos. La historia del fuego, inferida mediante partículas microscópicas de carbón, es disímil en ambos registros. Sin embargo, y tal como se ha señalado a lo largo del desarrollo de esta tesis, esta fracción no es un buen representante de la historia del fuego, y por lo tanto no es esperable que se registren similitudes.

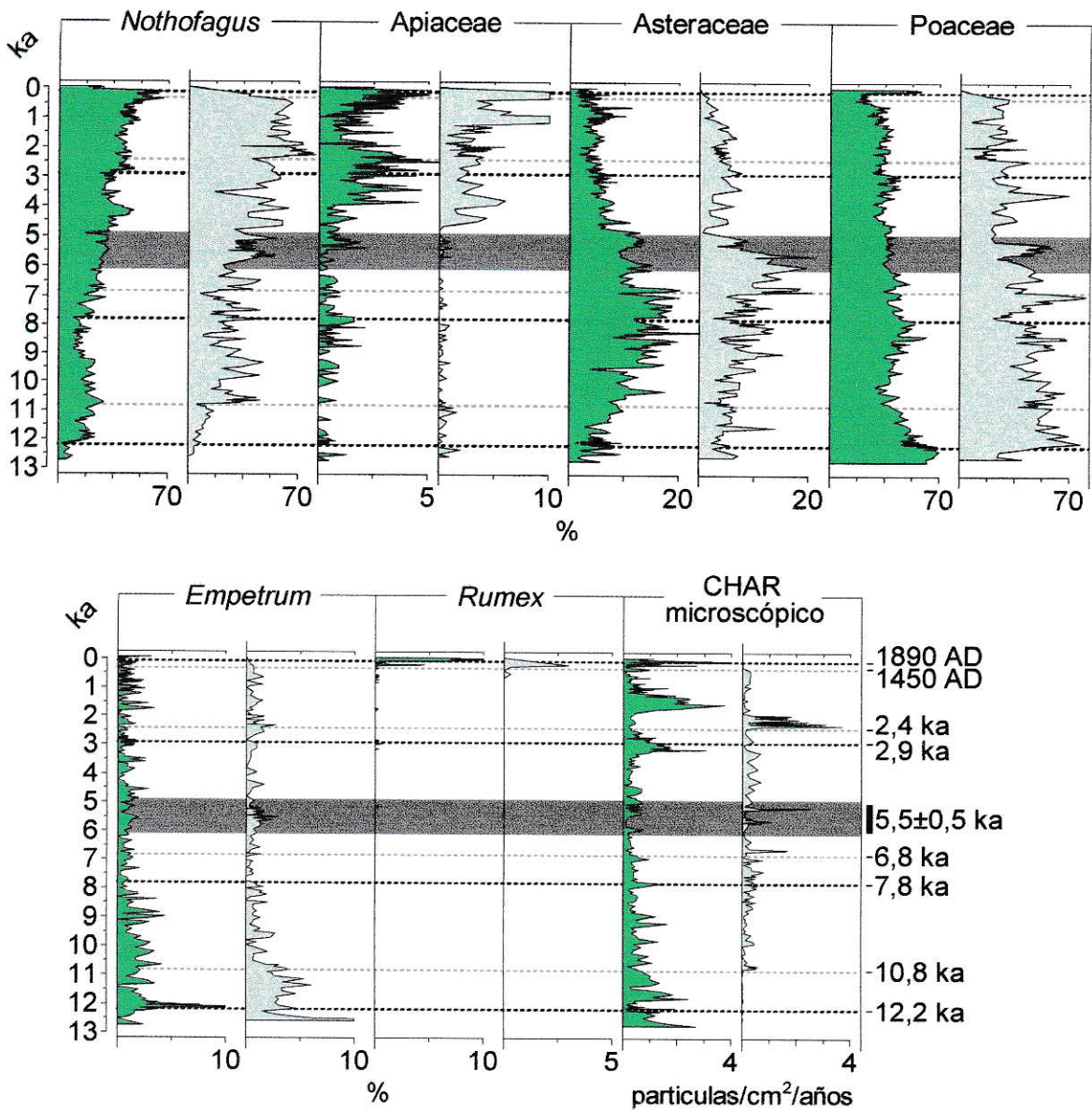


Figura 22. Diagrama comparativo entre el registro polínico de Lago Guanaco y Vega Ñandu. En el eje y se expresa la edad calibrada en kiloaños, mientras que en el eje x se muestran taxa seleccionados por su representatividad. Se muestran también las tasas de acumulación de partículas microscópicas de carbón, (CHAR microscópico). Las líneas representan los periodos importantes de cambios en la vegetación para cada uno de los registros, en negro Lago Guanaco en gris para Vega Ñandú. La barra acucharada demarca la edad de cambio que exhiben los demás registros en la región. Mayor detalle en le texto.

6.5 Implicancias paleoclimáticas regionales y extra-regionales del registro polínico de Lago Guanaco

Tal como se señaló en la introducción, la mayoría de los estudios polínicos desarrollados en Patagonia Sur exhiben un único patrón de cambio en la vegetación dado por el paso desde un escenario vegetacional dominado por Poaceae (estepa) uno dominado por *Nothofagus* (bosque). La cronología asociada a este cambio es heterogénea y sitio dependiente, sin embargo todos los trabajos concuerdan en señalar que este cambio vegetacional sería una respuesta al incremento en las precipitaciones en la región en torno a $\sim 5,5 \pm 0,5$ ka (Schäbitz 1991; Heusser 1993; 1994; 1995; Huber y Markgraf 2003; Villa-Martínez y Moreno 2007). Este patrón de cambio representa una señal de variabilidad climática a escala de tiempo multi-milenial en Patagonia Sur, y cuya cronología puede ser acotada en el sector del Parque Nacional Torres del Paine entre 7,8-6,8 ka. La presencia de un patrón de variabilidad a escala de tiempo milenial en Patagonia Sur es incierta. Cambios aparentes en la hidrológica de la cuenca en la cual se emplaza el registro polínico de Río Rubens, distante a ~ 150 km al sureste de Lago Guanaco (Figura 2), sugieren el desarrollo de condiciones secas entre 3,5-2,5 y 1,9-1,3 ka (Huber y Markgraf 2003; Huber y col. 2004). En tanto, el registro polínico de Bahía Moat, localizado al sur del Canal Beagle (Figura 2), muestra una la expansión de tundras magallánicas a los 2,7 y 0,7 ka, sugiriendo un incremento en las precipitaciones (Heusser 1995). En el registro de Lago Guanaco esta señal de variabilidad climática a escala de tiempo milenial se encuentra representada principalmente por los múltiples pulsos de incrementos/disminución en las precipitaciones ocurridos durante el Holoceno.

Se observa que periodos relativamente secos se desarrollan en Lago Guanaco a los 3,8-2,8 y 1,9-1,3 ka, cronología similar a la presente en el registro de Río Rubens. En tanto los periodos de incremento en las precipitaciones registrados en Lago Guanaco a los 2,8 y 0,57 ka, serian similares a los registrados en Bahía Moat.

La cronología de avances y retrocesos de los glaciares de los Andes de Patagonia Sur durante el Holoceno, ha sido considerada también como una evidencia de cambios climáticos a diferentes escalas temporales (39°-56°S)(Mercer 1965; 1968; 1970; 1976; Aniya 1995; Aniya y Sato 1995; Aniya 1996). A modo general, se observa que estos eventos neoglaciales comenzaron a ser más frecuentes en tono a 6 ka (Porter 2000), y alcanzando una máxima extensión entre ~5,2-4,7; ~4,5-3,9; ~3,1-2,2; ~1,4-1,1 ka y entre ~600-100 años cal AP, este ultimo periodo correspondiente a la denominada Pequeña Edad del Hielo (Moreno y col. 2009). Esta cronología se asemeja a los periodos inferidos de máxima precipitación en el sector de Lago Guanaco a los 4,7-3,8; 2,9-2,2; 1,9-1 ka y < 570 años cal AP, lo cual sugiere que posiblemente pueda existir alguna vinculación entre cambios en los patrones de precipitación y avances neoglaciales. Una posibilidad es que fluctuaciones en los montos de precipitación afecten el balance de masa de los glaciares, al incrementar o disminuir la depositación de nieve en su zona de acumulación, generando de este modo un avance o retroceso de su frente (Nesje y Dahl 2003). Sin embargo esta hipótesis no es apoyada por los estudios glaciológicos que indican que son las temperaturas el principal controlador del balance de masa de los glaciares en Patagonia Sur (Casassa y col. 2007).

Utilizando la cronología de eventos paleoclimáticos inferida desde el registro polinico de Lago Guanaco como un referente regional para Patagonia Sur y

comparándolos con su símil de Patagonia Norte, Lago Condorito (Moreno 2004), es posible comparar los cambios ocurridos en el borde Norte y Sur del CVO durante los últimos 14.800 años. En la figura 23 se grafican los porcentajes de taxa indicadores de condiciones húmedas (*Podocarpaceae* en Lago Condorito, y *Nothofagus* en Lago Guanaco) y secas (*Eucryphia/Caldcluvia* en Lago Condorito, y *Asteraceae* en Lago Guanaco), en Patagonia Norte y Sur. Se observa que ambos registros lucen una aparente similitud en los cambios ocurridos a escala de tiempo multi-milenial durante el Holoceno. Esto es, un periodo seco (11,2-6,9 ka en Lago Condorito; 11,5-6,7 ka en Lago Guanaco), seguido de una posterior fase húmeda (post 6,9 ka en Lago Condorito; post 6,7 ka en Lago Guanaco). Cambios a escala de tiempo milenial en el registro de Lago Condorito, esta dado por un periodo un periodo de altas precipitaciones entre 13,7-12,2 ka, seguido de un periodo relativamente seco entre 11,2-10 ka, y un periodo marcadamente seco entre 10-7,8 ka. Posteriormente se registra aumento paulatino en las precipitaciones entre 7,8-6,9 ka, seguido de un periodo relativamente húmedo entre 6,9-5,5 ka, y una fase de máxima humedad entre 5,5-2,6 ka. Una breve incursión seca ocurre en Lago Condorito entre 4,2-3,7 ka, la cual cambia posteriormente una fase húmeda entre 2,6-2,2 ka, seguido de un nuevo periodo seco entre 2,2-1,1 ka. Finalmente se registra un periodo relativamente húmedo durante los últimos 1000 años. Se observa que la cronología y dirección de los cambios climáticos registrados en Lago Condorito (Patagonia Norte) son semejantes a los presentes en Lago Guanaco (Patagonia Sur) previo a ~6,8 ka. Posteriormente a 6,8 ka las historias climáticas de ambas regiones se tornan más complejas exhibiendo periodos durante los cuales se observan aparentes desfases y antifases en el clima. Por ejemplo, periodos inferidos de disminución en la

humedad registrados en Lago Condorito ocurren entre 4,2-3,7 y 2,6-2,2 ka, ocurren una edad similar en la cual se registra un aumento en las precipitaciones en Lago Guanaco, entre 4,8-3,8 y 2,8-1,9 ka. Desde un punto de vista actual, se observa que la variabilidad interanual en la posición e intensidad el CVO se relaciona con variaciones en el gradiente de presiones a nivel de superficie entre latitudes medias (~45°S) y la Antártica, en un patrón de variabilidad denominado Oscilación Antártica o Modo Anular del Sur (SAM por sus siglas en inglés)(Thompson y Wallace 2000). Se aprecia que durante la fase positiva del SAM, se registra un aumento en las presiones parciales en latitudes medias y una disminución de estas sobre Antártica. Esto acentúa el gradiente de presiones entre ambas zonas, generando que el CVO se desplace hacia el polo y produciéndose además un aumento en el flujo del oeste. Una situación opuesta ocurre durante la fase negativa del SAM, durante la cual el gradiente de presiones se distiende (Garreaud y col. 2007). En una perspectiva paleoclimática del SAM, se observa que durante el desarrollo del periodo seco registrado en Patagonia (~11,5-6,8 ka) se observan altas temperaturas en Antártica y baja cobertura de hielo marino en la Península Antártica (Ingólfsson y col. 1998; Jouzel y col. 2001). Esta condición habría disminuido el gradiente de presiones existente entre latitudes medias y Antártica, ocasionando de este modo una disminución del flujo del CVO, tal como ocurre durante la fase negativa del SAM. Por el contrario durante la fase húmeda del Holoceno (<6,8 ka) en Patagonia se observa el desarrollo múltiples re-avances de glaciares en la Península Antártica, sugiriendo el desarrollo de condiciones frías en latitudes altas (Ingólfsson y col. 1998). Esto habría ocasionado un incremento en el gradiente de presiones entre la Antártica y latitudes medias generando un desplazamientos hacia el polo del CVO y un incremento

en su flujo. Se observa que durante el periodo de re-activación glacial en la Península Antártica (<6,8 ka) se desarrolla un evento puntual de altas temperaturas, el cual llevo al retroceso de grandes masas de hielo (Ingólfsson y col. 1998). Este evento, denominado Optimo Climático, se desarrolla entre 4-3 ka y ocurre en simultaneidad con un retorno hacia condiciones secas en Lago Guanaco entre 3,8-2,8 ka. Esto sugiere que a escalas de tiempo milenial el mecanismo propuesto en torno a cambios en el gradiente de presiones entre Antártica y latitudes medias también puede dar cuenta de cambios en la dinámica del CVO durante el Holoceno. Posiblemente los periodos de incremento en la precipitación en Patagonia Sur y su correspondencia con los eventos de avances neoglaciales sean producto igualmente de incrementos en el flujo del Cinturón de Vientos del Oeste y desplazamientos de este hacia el polo. Esto podría explicar además el aparente desfase con Patagonia Norte durante la fase húmeda del Holoceno.

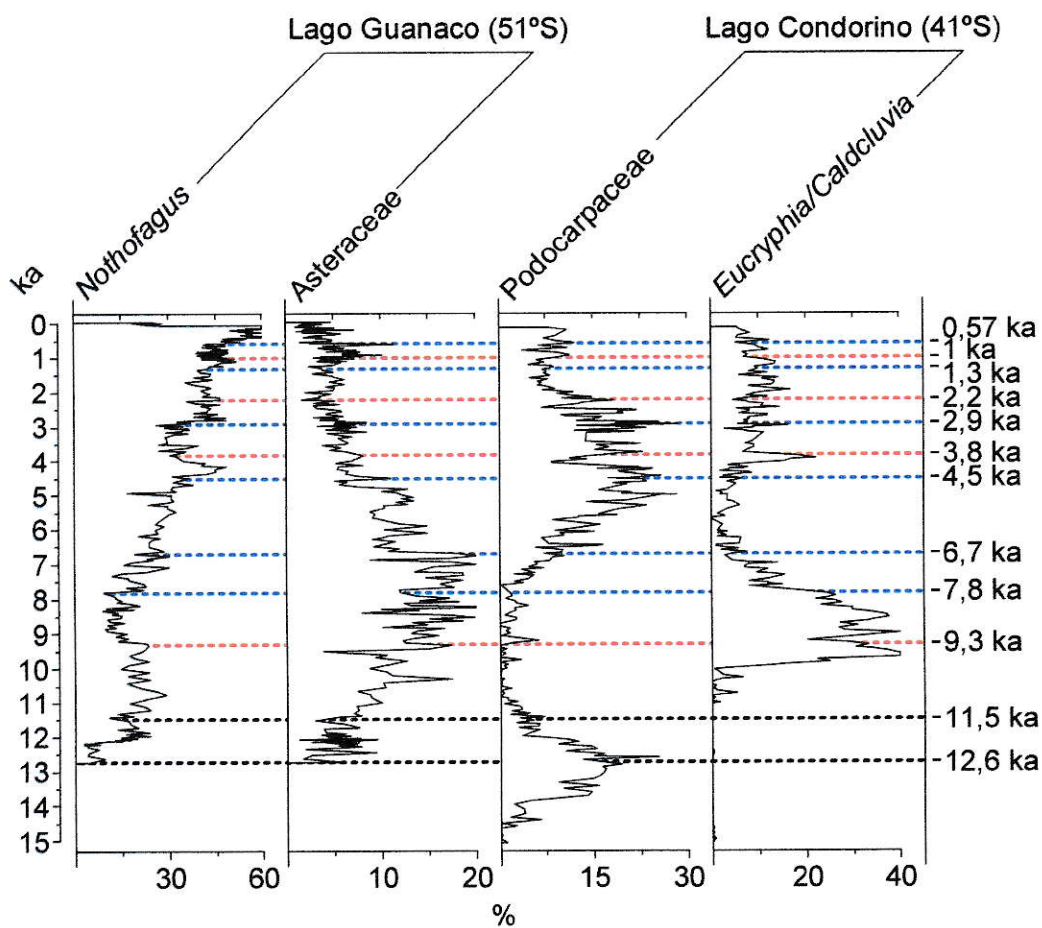


Figura 23. Diagrama comparativo entre taxa seleccionados por su representatividad de cambios ambientales del registro polínico de de Lago Condorito (41°S, Región de los Lagos) y Lago Guanaco (51°S, Región de Magallanes). Las líneas de color representan pulsos inferidos de incrementos (azul) y disminución (rojo) en las precipitaciones en el registro de Lago Guanaco.

7 CONCLUSIONES

El desarrollo de un registro sedimentario sin hiatos y un adecuado control cronológico, proveniente de Lago Guanaco, permitió reconstruir y examinar la historia vegetacional y del fuego al interior del Parque Nacional Torres del Paine durante últimos 14.800 años. Para esto se desarrollaron registros polínicos y de carbón de alta resolución temporal lo cual permitió detectar fluctuaciones climáticas a diversas escalas temporales (multi-milenial y milenial) las cuales modularon los cambios en la vegetación y la historia del fuego en el sector del Lago Guanaco. Esta cronología de eventos sugiere el desarrollo de condiciones frías y secas entre 14,8-12,6 ka, seguido de un pulso de calentamiento alrededor de 12,2 ka instaurando condiciones climáticas altamente variables. Un segundo pulso de calentamiento ocurre a los ~11,5 ka y marca el comienzo del Holoceno en la zona. Durante este periodo, la vegetación expresa importantes fluctuaciones relacionadas principalmente con el balance hidrológico. Un periodo altamente variable se registra entre 11,5-9,3 ka, seguido por un periodo marcadamente seco entre 9,3-7,8 ka. A partir de este periodo de máxima aridez se registra un aumento sostenido en las precipitaciones con pulsos a los 7,8; 6,7; 4,8; 2,8; 1,3 ka y 570 años calendario AP. Fases de relativa menor precipitación se registran entre 3,8-2,8; 1,9-1,3 y 1-0,57 ka, mientras que durante los últimos 70 años calendario AP expande la estepa gramínea en respuesta a la acción humana.

La historia del fuego en el sector del Lago Guanaco sugiere importantes vinculaciones entre la variabilidad climática y el escenario vegetacional. Se observa que periodos de alta frecuencia y magnitud de incendios ocurren durante el desarrollo de condiciones ambientales tipo ecotono bosque-estepa (2,9-0,57 ka). En tanto bajas frecuencias y magnitud de incendios se observan durante el desarrollo de paisajes vegetales tipo estepa (12,6-2,9 ka) o bosque (post 0,57 ka). Esto se encontraría asociado a cambios en la disponibilidad y acumulación del material del material combustible.

La comparación entre los diferentes estudios polínicos realizados al interior del Parque Nacional Torres del Paine sugiere ambientes no lacustres son más propensos a registrar señales polínicas azonales, distorsionando e impidiendo definir cuál es la historia vegetacional y climática en un área determinada. Este antecedente debe ser considerado en el desarrollo de trabajos futuros.

Dos patrones temporales de cambio climático se observan en el registro de Lago Guanaco: uno a escala de tiempo multi-milenial y otro milenial. La transición entre un periodo seco y variable entre 11,5-7,8 ka hacia un periodo húmedo post 6,7 ka, marca el patrón de cambios multi-milenial, el cual ocurre en un transcurso de tiempo de ~1000 años. En tanto, el patrón de cambios a escala de tiempo milenial se expresa como incrementos en la humedad (7,8; 6,7; 4,8; 2,8; 1,3 ka y 570 años calendario AP), disminuciones de la humedad (a los 9,3; 3,8; 1,9 y 1 ka) o incrementos en la temperatura (12,6, 12,2 y 11,5 ka). Se observa que la transición entre estos periodos de cambio climática a escala milenial ocurre de manera abrupta (<100 años).

La semejanza entre la cronología de eventos neoglaciales y la historia paleoclimática inferida del registro de Lago Guanaco durante el Holoceno, sugiere que cambios en la dinámica del cinturón de vientos del oeste (posición y/o intensidad), asociados incrementos/disminuciones en las precipitaciones, pueden haber participado en el desarrollo de estos eventos.

Cambios inferidos en el clima de Patagonia Norte y Sur permiten deducir periodos de disminución/aumento en el flujo y posición del CVO durante el Holoceno. Sin embargo es necesario extender y desarrollar una mejor la red de estudios paleoclimáticos en zonas prácticamente carentes de toda información paleoclimática como Patagonia Centro, y el sector de los archipiélagos. Esto con el fin de abordar las premisas formuladas al final de esta tesis en relación al rol que podría estar ejerciendo variaciones del tipo ENOS y/o SAM en la dinámica del CVO a diferentes escalas temporales.

8. BIBLIOGRAFÍA

- Aniya, M. (1995). "Holocene glacial chronology in Patagonia: Tyndall & Uppsala Glaciers." Arctic & Alpine Research **27**: 311-322.
- Aniya, M. (1996). "Holocene variations of Ameghino Glacier, southern Patagonia." The Holocene **6**: 247-252.
- Aniya, M. y Sato, H. (1995). "Holocene glacier variations at Tyndall Glacier area, southern Patagonia." Bolletín of glacier research **13**: 97-109.
- Aravena, J. C., Lara, A., Wolodarsky-Franke, A., Villalba, R. y Cuq, E. (2002). "Tree-ring growth patterns and temperature reconstruccion from *Nothofagus pumilio* (Fagaceae) forests at the upper tree line of southern Chilean Patagonia." Revista Chilena de Historia Natural **75**: 361-376.
- Armesto, J. J., Casassa, G. y Dollenz, O. (1992). "Age structure and dynamics of Patagonian beech forests in Torres del Paine National Park, Chile." Vegetatio **98**: 13-22.
- Arnold, J. R. y Libby, W. F. (1951). "Radiocarbon dates." Science **113**: 111-120.
- Arroyo, M. T. K., Von Bohlen, C. P., Cavieres, L. y Marticorena, C. (1992). "Survey of the flora of Torres del Paine National Park, Chile." Gayana Botánica **49**(1-4): 47-70.
- Begtsson, L. y Enell, M. (1986). "Chemical analysis", John Wiley & Sons Ltd. 451
- Bernasconi, S. M., McKenzie, J. A. y Scott, A. E. (2007). "Carbonate stable isotopes. Lake Sediments". En: (eds), Encyclopedia of Quaternary Science. pp 351-359. Elsevier, Oxford.
- Bianchi, M. M., Massafiero, J., Roman, G. R., Amos, A. J. y Lami, A. (1999). "Late Pleistocene and early Holocene ecological response of Lake El Trebol (Patagonia, Argentina) to environmental changes." Journal of Paleolimnology **22**: 137-148.
- Boelcke, O., Moore, D. y Roig, F. T. (1985). "Transecta Botánica de la Patagonia Austral". Buenos Aires. 733
- Borrazzo, K. B. (2008). "Análisis tecnológico de distribuciones artefactuales en la periferia sudeste de la Sierra Baguales (Santa Cruz, Argentina)." Magallania (Chile) **36**(1): 103-116.

Borrero, L. A. (1977). "La extincion de la megafauna: su explicacion por factores concurrentes. La situacion en Patagonia Austral " Anales del Instituto de la Patagonia **8**: 81-93.

Borrero, L. A., Franco, N., Carballo Marina, F. y Martín, F. M. (1999). "Arqueología de Estancia Alice, Lago Argentino." Cuadernos del Instituto Nacional de Antropología y Pensamiento Latinoamericano **18**: 31-48.

Borrero, L. A., Lanata, J. L. y Cardenas, P. (1991). "Reestudiando cuevas: nuevas excavaciones en Ultima Esperanza, Magallanes." Anales del Instituto de la Patagonia **20**: 101-110.

Burleigh, R. y Matthews (1982). "Brithish Museum natural radiocarbon measurements XIII." Radiocarbon **24**: 151-170.

Carballo, M. F. (1988). Investigaciones arqueológicas en la margen sur del lago Argentino (Departamento Lago Argentino-Santa Cruz). Resúmenes IX Congreso Nacional de Arqueología Argentina. Buenos Aires, Argentina: 115.

Carballo, M. F., Borrero, L. A., Franco, N. V., Belard, J. B., Horwitz, V. D., Campán, P., Martín, F. M., Muñoz, A., S, Borella, F., García, M. F. y Lanata, J. L. (1999). "Arqueología de la costa del lago Argentino, río La Leona y pampas altas intermedias." Præhistoria. Revista del Programa de Estudios Prehistóricos (PREP), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Buenos Aires **3**: 13-33.

Cárdenas, M. (2006). "Vegetacion y clima postglacial en Última Esperanza, Patagonia Sur de Chile." Tesis de Magister, Facultad de Ciencias Universidad de Chile: 85 paginas.

Casassa, G., Rivera, A., Haerberlib, W., Jones, G., Kaser, G., Ribstein, P., Rivera, A. y Schneider, C. (2007). "Current status of Andean glaciers." Global and Planetary Change **59**: 1-9.

Casteller, A., Villalba, R., Meyer, A. y Stöckli, V. (2009). "Reconstrucción espacial y temporal de la ocurrencia de avalanchas de nieve en los Andes patagónicos utilizando técnicas dendrocronológicas." Revista Chilena de Historia Natural **82**: 245-264.

Civalero, M. T. y Franco, N. (2003). "Early human occupations at the west Santa Cruz Province, southern end of South America." Quaternary International **109-110** (Special Issue: South America: Long and windings roads for the first Americans at the Plaiostocene/Holocene transition): 77-86.

Clark, J. S. (1988). "Particle motion and the teory of charcoal analysis: source area, transport, deposition and sampling." Quaternary Research **30**: 67-80.

Clark, J. S., Lynch, J. A., Stocks, B. J. y Goldammer, J. G. (1998). "Relationships between charcoal particles in air and sediments in west-central Siberia." The Holocene **8**: 19-29.

CONAF (2008). "Estadística de Incendios". http://www.conaf.cl/??page=home/contents&seccion_id=322af25bd24d696f5abe1ed700dc5828&unidad=8&pagina=.

Cuevas, J. (2002). "Episodic regeneration at the *Nothofagus pumilio* alpine timberline in Tierra del Fuego, Chile." Journal of Ecology **90**: 52-60.

Daniels, L. D. y Veblen, T. T. (2003). "Regional and local effects of disturbance and climate on altitudinal treelines in northern Patagonia." Journal of Vegetation Science **14**: 733-742.

Daniels, L. D. y Veblen, T. T. (2004). "Spatiotemporal influences of climate on latitudinal treeline in Norrthen Patagonia." Ecology **85**(5): 1284-1296.

Di castri, F. y Hajek, H. (1976). "Bioclimatología de Chile", Vicerrectoria académica de la Universidad Católica de Chile. 163

Dollenz, O. (1991). "Capacidad de colonización de *Rumex acetosella* L. en comunidades perturbadas." Anales Instituto Patagonia, Serie Ciencias, Naturales, Punta Arenas (Chile) **20**(1): 61-67.

Dollenz, O. (1991). "Sucesión vegetal en el sistema morrénico del glaciar Dickson, Magallanes, Chile." Anales Instituto Patagonia, Serie Ciencias, Naturales, Punta Arenas (Chile) **20**(1): 49-60.

Dollenz, O. y Ivanovic, J. (1996). "Sucesión secundaria en un pastizal incendiado en el parque nacional Torres del Paine, Magallanes, Chile." Anales del Instituto de la Patagonia **24**(Serie Ciencias Naturales): 15-28.

Donoso, C. (1998). " Bosques templados de Chile y Argentina. Variacion, estructura y dinamica. ". Santiago, Chile. 483

Endlicher, W. y Santana, A. (1988). "El clima del Sur de la Patagonia y sus aspectos Ecológicos." Anales del Instituto de la Patagonia **18**(Serie Ciencias Naturales): 57-86.

Fægri, K. y Iversen, J. (1989). "Textbook of pollen analysis". London, United Kindgdom, John Wiley & Sons Ld. 327

Fogwill, C. J. y Kubik, P. W. (2005). "A glacial stage spanning the Antarctic Cold reversal in Torres del Paine (51°S), Chile, based on preliminary cosmogenic exposure ages." Geografiska Annaler **87A**(2): 403-408.

Franco, N., Borrero, L., Carballo Marina, F., Belardi, F. B., Martín, F. B., Campan, P., Favier Dubois, C., Hernández, M. I., Stadler, N., Cepeda, H., Muñoz, A., Borella, F. y Cruz, I. (1999). "Arqueología del cordón Baguales y sistema lacustre al sur del Lago Argentino." Præhistoria. Revista del Programa de Estudios Prehistóricos (PREP), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) **3**: 65- 86.

Gajardo, R. (1994). "La vegetación natural de Chile". Santiago, Editorial Universitaria.

Garreaud, R. (2007). "Precipitation and circulation covariability in the extratropics." Journal of climate **20**: 4789-4797.

Garreaud, R., Vuille, M., Compagnucci, R. y Marengo, J. (2007). "Present-day South American Climate." Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology (special issue, LOTRED South America): in press.

Garreaud, R., Vuille, M., Compagnucci, R. y Marengo, J. (2008). "Present-day South American Climate." Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology (special issue, LOTRED South America): in press.

Godley, E. J. (1960). "The Botany of Southern Chile in Relation to New Zealand and the Subantarctic." Proc. Royal Soc (London) **152**: 457-475.

Grimm, E. (1987). "CONISS: A fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares." Computers & Geosciences **13**: 13-35.

Hajek, H. y Di Castri, F. (1975). "Bioclimatografía de Chile", Vicerrectoria académica de la Universidad Católica de Chile. 225

Heinemann, K., Kitzberger, T. y Veblen, T. T. (2000). "Influences of gap microheterogeneity on the regeneration of *Nothofagus pumilio* in a xeric old-growth forest of northwestern Patagonia, Argentina." Canadian Journal of Forest Research **30**: 25-31.

Heiri, O., A, L. y Lenmcke, G. (2001). "Loss on ignition as a method for estimating organic & carbonate content in sediments: reproducibility & 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. (1987). "Fire history of Fuego-Patagonia." Quaternary of South America and Antarctic Peninsula **51**: 93-109.

Heusser, C. J. (1989). "Late Quaternary vegetation and climate of southern Tierra del Fuego." Quaternary Research **31**: 396-406.

Heusser, C. J. (1990). "Late-glacial and Holocene vegetation and climate of subantarctic South America." Review of Palaeobotany and Palynology **65**: 9-15.

Heusser, C. J. (1993). "Late quaternary Forest-Steppe contact zone, Isla Grande de Tierra del Fuego, Subantarctic South America." Quaternary Science Reviews **12**: 169-177.

Heusser, C. J. (1994). "Paleoindians & fire during the Late Quaternary in southern South América." Revista Chilena de Historia Natural **67**: 435-443.

Heusser, C. J. (1994). "Quaternary paleoecology of Fuego-Patagonia." Revista do Instituto Geológico **15**: 7-26.

Heusser, C. J. (1995). "Palaeoecology of a *Donatia-Astelia* cushion bog, Magellanic Moorland-Subantarctic Evergreen Forest transition, southern Tierra del fuego, Argentina." Review of Palaeobotany and Palynology **89**: 429-440.

Heusser, C. J. (1995). "Three Late Quaternary pollen diagrams from southern Patagonia & their palaeoecological implications." Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **118**: 1-24.

Heusser, C. J. (1998). "Deglacial paleoclimate of the American sector of the Southern Ocean: late glacial-Holocene records from the latitude of Canal Beagle (55°S), Argentine Tierra del Fuego." Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **141**: 277-301.

Heusser, C. J. (2003). "Ice Age Southern Andes. A chronicle of paleoecological events". Amsterdam, The Netherlands, Elsevier B.V. 240

Heusser, C. J., Heusser, L. E., Lowell, T. V., Moreira, A. y Moreira, S. (2000). "Deglacial palaeoclimate at Puerto del Hambre, subantarctic Patagonia, Chile." Journal of Quaternary Science **15**: 101-114.

Higuera, P. (2008). CharAnalysis and Monte Carlo Age-Depth programs. <http://charanalysis.googlepages.com/>.

Huber, U. y Markgraf, V. (2003). "Holocene fire frequency and climate change at Rio Rubens Bog, southern Patagonia". En: T. Veblen, W. L. Baker, G. Montenegro y T. W. Swetnam (eds), Fire and Climatic Change in Temperate Ecosystems of the Western Americas. **160**. pp 357-380. Springer, New York.

Huber, U., Markgraf, V. y Schäbitz, F. (2004). "Geographical & temporal trends in Late Quaternary fire histories of Fuego-Patagonia, South America." Quaternary Science Reviews **23**: 1079-1097.

Ingólfsson, Ó., Hjort, C., Berkman, P., Björck, S., Colhoun, E., Goodwin, I. D., Hall, B., Melles, M., Möller, P. y Prentice, M. L. (1998). "Antarctic glacial history since the Last Glacial Maximum: an overview of the record on land." Antarctic Science **10**: 326-344.

Jacobson, G. L. J., Webb, T. I. y Grimm, E. C. (1987). "Patterns and rates of vegetation change during the deglaciation of eastern North America". En: W. F. Ruddiman y H. E. J. Wright (eds), North America During Deglaciation. The Geology of North America. pp 277-288. Geological Society of America, Boulder, CO. USA.

Jouzel, J., Masson, V., Cattani, O., Falourd, S., Stievenard, M., Stenni, B., Longinelli, A., Johnsen, S. J., Steffensen, J. P., Petit, J. R., Schwander, J., Souchez, R. y Barkov, N. I. (2001). "A new 27 ky high resolution East Antarctic climate record." Geophysical Research Letters **28**(16): 3199-3202.

Kitzberger, T. y Veblen, T. (1999). "Fire-induced changes in northern Patagonian landscapes." Landscape Ecology **14**: 1-15.

Kitzberger, T., Veblen, T. T. y Villalba, R. (1997). "Climatic influences on fire regimes along a rainforest-to-xeric woodland gradient in northern Patagonia, Argentina." Journal of Biogeography **23**: 35-47.

Lara, A., Villalba, R., Wolodarsky-Franke, A., Aravena, J. C., Luckman, B. H. y Cuq, E. (2005). "Spatial and temporal variation in *Nothofagus pumilio* growth at tree line along its latitudinal range (35°40'-55° S) in the Chilean Andes." Journal of Biogeography **32**: 879-893.

Luebert, F. y Pliscoff, P. (2006). "Sinopsis bioclimática y vegetal de Chile". Santiago, Editorial Universitaria. 318

Mancini, M. (2002). "Vegetation and climate during the Holocene in Southwest Patagonia, Argentina." Review of Palaeobotany and Palynology **122**: 101-115.

Mancini, M., Paez, M. y Prieto, A. (2002). "Cambios ambientales durante los últimos 7.000 años en el ecotono bosque-estepa, 47°-48°S, Santa Cruz, Argentina." Ameghiniana **39**(2): 151-162.

Mancini, M. V. (1998). "Vegetational changes during the Holocene in the Extra-Andean Patagonia, Argentina." Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **138**: 207-219.

- Marden, C. J. y Clapperton, C. M. (1995). "Fluctuations of the Southern Patagonian Icefield during the last glaciation and the Holocene." Journal of Quaternary Science **10**: 197-209.
- Markgraf, V. (1993). "Paleoenviroments & paleoclimates in Tierra del Fuego & Southernmost Patagonia, South America." Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **102**: 53-68.
- Markgraf, V. y Anderson, L. (1994). "Fire history in Patagonia: climate versus human cause." Revista Instituto de Geología **1**: 35-47.
- Markgraf, V. y Bianchi, M. M. (1999). "Paleoenvironmental changes during the last 17,000 years in western Patagonia: Mallin Aguado, Province of Neuquen, Argentina." Bamberger Geographische Schriften **19**: 175-193.
- Markgraf, V., Whitlock, C., Anderson, S. y García, A. (2009). "Late Quaternary vegetation and fire history in the northernmost Nothofagus forest region: Mallín Vaca Lauquen, Neuquén Province, Argentina." Journal of Quaternary Science **24**(3): 248-258.
- Markgraf, V., Whitlock, C. y Haberle, S. (2007). "Vegetation and fire history during the last 18,000 cal yr B.P. in Southern Patagonia: Mallín Pollux, Coyhaique, Province Aisén (45°41'30" S, 71°50'30" W, 640 m elevation)." Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.
- Martinic, M. (1974). "Reconocimiento geográfico y colonización de Ultima Esperanza." Anales del Instituto de la Patagonia **5**: 5-53.
- Martinic, M. (1994). "Multidisciplinary study of man-magafauna caves", Centro de estudios del hombre austral, Instituto de la Patagonia, Universidad de Magallanes (Chile). 35 paginas
- Martinic, M. (1996). "La Cueva del Milodón: historia de los hallazgos y otros sucesos. Relación de los estudios realizados a lo largo de un siglo (1895-1995)." Anales del Instituto de la Patagonia **24**.
- McCormac, G., Hogg, A. G., Blackwell, P. G., Buck, C. E., G, T. F., Higham, T. F. y Reimer, P. J. (2004). "SHCal04 Southern Hemisphere Calibration, 0–11.0 cal kyr BP." Radiocarbon **3**: 1087-1092.
- 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.
- Mercer, J. (1965). "Glacier Variations in Southern Patagonia." Geographical Review **55**(3): 390-413.

- Mercer, J. (1968). "Variations of some Patagonian glaciers since the Late-Glacial." American Journal Science **266**(2): 91-109.
- Mercer, J. (1970). "Variations of some Patagonian glaciers since the Late-Glacial; II." American Journal of Sciences **269**(1): 1-25.
- Mercer, J. (1976). "Glacial history of Southern South America." Quaternary Research **6**: 125-166.
- Miller, J. (1976). "The climate of Chile". En: W. Schwerdtfeger (eds), *Climates of Central and South America*. pp 113-145. Elsevier, Amsterdam.
- Moreno, P. I. (2004). "Millennial-scale climate variability in northwest Patagonia over the last 15,000 yr." Journal of Quaternary Science **19**: 35-47.
- Moreno, P. I., François, J. P., Villa-Martínez, R. y Moy, C. M. (2009). "Millennial-scale variability in Southern Hemisphere westerly wind activity over the last 5000 years in SW Patagonia." Quaternary Science Reviews **28**: 25-38.
- Moreno, P. I., Kaplan, M. R., François, J. P., Villa-Martínez, R., Moy, C. M., Stern, C. R. y Kubik, P. W. (2009). "cold conditions until 11.5 ka in southwestern Patagonia Renewed glacial activity during the Antarctic cold reversal and persistence of cold conditions until 11.5 ka in southwestern Patagonia." Geology **37**: 375-378.
- Moy, C. M., Dunbar, R. B., Moreno, P. I., Francois, J. P., Villa-Martínez, R., Mucciarone, D. M., Guilderson, T. P. y Garreaud, R. (2008). "Isotopic evidence for hydrologic change related to the Westerlies in SW Patagonia, Chile during the last millennium." Quaternary Science Reviews **27**: 1335-1349.
- Nami, H. G. (1987). "Cueva del Medio: a significant Paleoindian site in southern South America." Current Research in the Pleistocene **4**: 157-158.
- Nami, H. G. (1990). "Nuevos antecedentes sobre investigaciones arqueológicas en el area del Cerro Benitez (Ultima Esperanza, Magallanes)." Anales del Instituto de la Patagonia **19**: 125-132.
- Nami, H. G. y Nakamura, T. (1995). "Cronología radiocarbónica con AMS sobre muestras de huesos procedentes del sitio Cueva del Medio (Última Esperanza, Chile)." Anales del Instituto de la Patagonia **23**: 125-133.
- Navarro, R., Rosenfeld, M., Pérez-Aranda, J., Padrón, E., Guzmán, J., Hernández, R. y González, L. (2008). "Evaluación de la mortalidad de bosques de ñirre (*Nothofagus antarctica*) en la Patagonia chilena mediante imágenes Landsat TM y ETM+." BOSQUE **29**(1): 65-73.

- Nesje, A. y Dahl, S. O. (2003). "The 'Little Ice Age' - only temperature?" The Holocene **13**(1): 139-145.
- Oberdorfer, E. (1960). "Pflanzensoziologische Studien in Chile - Ein Vergleich mit Europa." Flora et Vegetatio Mundi **2**: 1-208.
- 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." Anales del Instituto de la Patagonia **5**(1-2): 59-104.
- Pisano, E. (1997). "Los Bosques de Patagonia Austral y Tierra del Fuego Chilenas." Anales del Instituto de la Patagonia. **25**(Serie Ciencias Naturales): 9-19.
- Pisano, E. y Dimitri, M. (1973). "Estudio Ecológico de la Región Continental Sur del área Andino-Patagónica. I. Contribución a la Fitosociología de comunidades arbóreas, arbustivas y herbáceas al Sur-Este del Ventisquero Moreno, Parque nacional Los Glaciares, Santa Cruz, Argentina." Anales del Instituto de la Patagonia **4**(1-3): 208-271.
- Porter, S. C. (2000). "Onset of Neoglaciation in the Southern Hemisphere." Journal of Quaternary Science **15**(4): 395-408.
- Prieto, A. (1991). "Cazadores Tempranos y Tardíos en cueva del Lago Sofía 1." Anales del Instituto de la Patagonia **20**: 75-99.
- Quintana, F. (2009). "Paleoambientes del extremo sur de Santa Cruz: Análisis polínico de sedimentos lacustres del cuaternario tardío " Facultad de Ciencias Exactas y Naturales Tesis Doctoral: 154 paginas.
- Rebertus, A. J., Kitzberger, T., Veblen, T. y Roovers, L. M. (1997). "Blowdown history and lanscape patters in the Andes of Tierra del Fuego, Argentina." Ecology **78**(3): 678-692.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C. J., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G. S., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M. F., Guilderson, T. P., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B. K., McCormac, G., Manning, S., Ramsey, C. B., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., van der Plicht, J. y Weyhenmeyer, C. E. (2004). "IntCal04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration, 0–26 cal kyr BP." Radiocarbon **3**: 1029-1058.
- Roig, F. A., Anchorena, J., Dollenz, O., Faggi, A. M. y Méndez, E. (1985). "Las comunidades vegetales de la transecta botánica de la Patagonia Austral". En: O. Boelcke, D. Moore y F. A. Roig (eds), Transecta botánica de la Patagonia Austral. pp

457-519. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Buenos Aires, Argentina.

Saxon, E. C. (1976). "La prehistoria de Fuego-Patagonia: Colonización de un habitat marginal." anales del Instituto de la Patagonia 7(63-73).

Schäbitz, F. (1991). "Holocene vegetation and climate in southern Santa Cruz, Argentina". En: (eds), Bamberger Geographische Schriften.11. pp 235-244.

Schmithüsen, J. (1956). "Die raumliche Ordnung der chilenischen Vegetation." Boner Geogr. Abh 17: 3-86.

Schneider, C. y Gies, D. (2004). "Effects of El Niño-Southern Oscillation on Southernmost South America precipitation at 53°S revealed from NCEP-NCAR reanalyses & Weather Station Data." International Journal of Climatology 24: 1057-10765.

SERNAGEOMIN (1982). Mapa Geológico de Chile. Santiago, Servicio Nacional de Geología y Minería.

Stern, C. (2007). "Holocene tephrochronology record of large explosive eruptions in the southernmost Patagonian Andes". Bulletin of Volcanology, 10.1007/S00445-007-0148-Z.

Stockmarr, J. (1971). "Tablets with spores used in absolute pollen analysis." Pollen et Spores 13(4): 615-621.

Thomasson, K. (1963). "Araucarian lakes." Acta Phytogeographica Suecica 47: 1-139.

Thompson, D. W. J. y Wallace, J. M. (2000). "Annular modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability." Journal of Climate 13: 1000-1016.

Valencio, D. A., Sinito, A. M., Creer, K. M., Mazzoni, M. M., Alouso, M. S. y Markgraf, V. (1985). "Palaeomagnetism, sedimentology, radiocarbon age determinations and palynology of the Llao-Llao area, southwestern Argentina (lat. 41°S, long. 71°39'W): Palaeolimnological aspects". En: J. Rabassa (eds), Quaternary of South America and Antarctic Peninsula.3. pp 109-147. A.A. Balkema, Boston.

Veblen, T., Kitzberger, T. y Villalba, R. (2004). "Nuevos paradigmas en ecología y su influencia sobre el conocimiento de la dinámica de los bosques del sur de Argentina y Chile". En: M. F. Arturi, J. L. Frangi y J. F. Goya (eds), Ecología y Manejo de los Bosques de Argentina. pp 1-48. Editorial de la Universidad Nacional de La Plata, La Plata.

- Veblen, T. y Markgraf, V. (1988). "Steepe expansion in Patagonia?" Quaternary Research **30**: 331-338.
- Veblen, T. T., Kitzberger, T. y Donnegan, J. (1999). "Fire history in northern Patagonia: The roles of humans and climatic variation." Ecological Monographs **69**: 47-67.
- Veblen, T. T., Kitzberger, T., Raffaele, E., Mermoz, M., González, M., Sibold, J. y Holz, A. (2008). "The historical range of variability of fires in the Andean-Patagonian Nothofagus forest region." International Journal of Wildland Fire **17**: 724-741.
- Villa-Martínez, R. y Moreno, P. I. (2007). "Pollen evidence for variations in the southern margin of the westerly winds in SW Patagonia over the last 12,600 years." Quaternary Research **68**: 400-409.
- Villagrán, C. (1980). "Vegetationsgeschichtliche und pflanzensoziologische Untersuchungen im Vicente Perez Rosales Nationalpark (Chile)". 165
- Villalba, R. y Veblen, T. T. (1997). "Regional patterns of tree population age structures in northern Patagonia: climatic and disturbance influences." Journal of Ecology **85**: 113-124.
- Villalba, R. y Veblen, T. T. (1998). "Influences of large-scale climatic variability on episodic tree mortality in northern Patagonia." Ecology **79**: 2624-2640.
- Whitlock, C. y Anderson, S. (2003). "Fire history reconstructions based on sediments records from lakes and wetlands". En: T. Veblen, W. Baker, G. Montenegro y T. Swetnam (eds), *Fire and climatic change in temperate ecosystem of the western Americas*. **160**. Springer.
- Whitlock, C., Bianchi, M. M., Bartlein, P. J., Markgraf, V., Marlon, J., Walsh, M. y McCoy, N. (2006). "Postglacial vegetation, climate, and fire history along the east side of the Andes (lat 41-42.5°S), Argentina." Quaternary Research **66**: 187-201.
- Whitlock, C., Moreno, P. I. y Bartlein, P. (2007). "Climatic controls of Holocene fire patterns in southern South America." Quaternary Research **68**: 28-36.
- Wilmshurst, J. y McGlone, M. (2005). "Origin of pollen and spores in surface lake sediments: Comparison of modern palynomorph assemblages in moss cushions, surface soils and surface lake sediments." Review of Palaeobotany and Palynology **136**: 1- 15.
- Wright, H. E. J. (1967). "A square rod piston sampler for lake sediments." Journal of Sedimentary Petrology **37**: 975-976.
- Wright, H. E. J., Mann, D. H. y Glaser, P. H. (1984). "Piston cores for peat & lake sediments." Ecology **65**: 657-659.