



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

**Regímenes de incendios naturales y antrópicos en
ecosistemas de la vertiente oriental de los Andes Patagónicos
(40-46° S), desde la transición Holoceno Medio - Tardío.
Reconstrucciones en base al análisis de polen y carbón en
sedimentos de lagos y turberas**

Tesis presentada para optar al título de Doctor de la Universidad de Buenos
Aires en el área Cs. Biológicas

Yamila Soledad Giaché

Directora de tesis: Dra. María Martha Bianchi

Director Adjunto: Dr. Antonio Maldonado Castro

Consejera de Estudios: Dra. Haydée Pizarro

Lugar de trabajo: Instituto Nacional de Antropología y Pensamiento
Latinoamericano

Buenos Aires 2024

Regímenes de incendios naturales y antrópicos en ecosistemas de la vertiente oriental de los Andes Patagónicos (40-46° S), desde la transición Holoceno Medio - Tardío. Reconstrucciones en base al análisis de polen y carbón en sedimentos de lagos y turberas.

Resumen

Los incendios son una de las principales perturbaciones que afectan a los bosques de todo el mundo y tienen importantes repercusiones económicas, sociales y ecológicas. Las fluctuaciones climáticas y las prácticas de manejo humano del entorno, son los principales factores que inciden en los patrones espaciales y temporales de ocurrencia de incendios. En la Patagonia, situada al sur de Sudamérica y atravesada por la Cordillera de los Andes de norte a sur, existe una gran diversidad de climas y ambientes que determinan la existencia de diferentes comunidades vegetales en un marcado gradiente de precipitación oeste-este. Estas características convierten a la Patagonia en un lugar ideal para estudiar cómo los incendios afectan los gradientes bioclimáticos en regiones templadas de Sudamérica.

El objetivo principal de esta Tesis es analizar los regímenes de incendios en respuesta a las variaciones climáticas y los cambios en las comunidades vegetales a lo largo de dos gradientes bioclimáticos oeste-este de Patagonia Norte (PN) y Patagonia Central (PC), durante el Holoceno Tardío. Para ello, se analizaron muestras de polen y de carbón vegetal de sedimentos lacustres en dos valles cordilleranos (El Laguito del Morro, Argentina, y Mallín El Toqui y Laguna Alta en Chile).

Los resultados mostraron que, entre los 4200 y 2000 años cal AP, el patrón de vegetación y de los incendios a lo largo del gradiente fue más homogéneo en PC que en PN. Entre los 2000 y 300 años cal AP, los registros de polen y de carbón vegetal sedimentario (CVS) de PN y PC indicaron condiciones más húmedas en PC, en comparación con PN, al oeste de los Andes, se observó una expansión de bosques de *Weinmania tricosperma* y al este dominaron bosques mixtos de *Nothofagus-Austrocedrus*. En cambio, en PC, el lado oeste mostró pocos cambios, mientras que en el lado este, sitios cercanos a la cordillera tienen una mayor cobertura boscosa que aquellos cerca de la estepa. Además, en PN se observó un aumento generalizado en el régimen de incendios, especialmente superficiales. En cambio en PC el régimen de incendio mostró fluctuaciones. Estas diferencias en los regímenes de incendios entre ambos gradientes podrían estar influenciadas por: 1) la influencia estacional del Modo

anular del Sur (SAM) en PN y permanente en PC–Sur, 2) la variabilidad de El Niño Oscilación del Sur (ENOS) y su influencia sobre las precipitaciones y la temperatura en PN.

En los últimos 300 años cal AP los registros de PN y PC mostraron un aumento de los taxones exóticos y, aumento de los incendios superficiales de origen antrópico como consecuencia del poblamiento europeo y los consecuentes cambios en el uso de la tierra. Los principales cambios en la cobertura de bosque luego de la colonización europea están vinculados al pastoreo, el clareo de áreas de bosque para pastoreo y la colonización de especies exóticas. Tanto el hombre como el clima fueron factores importantes que influyeron en la dinámica del fuego durante los últimos milenios.

Palabras clave: carbón, polen, clima, incendios, paleoambiente, vegetación

Natural and anthropogenic fire regimes in ecosystems of the eastern slope of the Patagonian Andes (40-46° S), from the Middle-Late Holocene transition. Reconstructions based on pollen and charcoal analysis in lake and peatland sediments

Abstract

Fires are one of the main disturbances affecting forests worldwide and have significant economic, social and ecological impacts. Climatic fluctuations and human management practices are the main factors affecting the spatial and temporal patterns of fire occurrence. In Patagonia, located in southern South America and crossed by the Andes Mountains from north to south, there is a great diversity of climates and environments that determine the existence of different plant communities in a marked west-east precipitation gradient. These characteristics make Patagonia an ideal region to study how fires affect bioclimatic gradients in temperate of South American regions. The main objective of this thesis is to analyze fire regimes in response to climatic variations and changes in plant communities along two west-east bioclimatic gradients of Northern Patagonia (NP) and Central Patagonia (CP), during the Late Holocene. For this purpose, pollen and charcoal samples were analyzed from lake sediments of two mountain valleys (El Laguito del Morro, Argentina, and Mallín El Toqui and Laguna Alta in Chile).

The results showed that between 4200 and 2000 cal yr BP the vegetation and fire pattern along the gradient was more homogeneous in CP than in NP. Between 2000 and 300 cal yr BP, sedimentary pollen and charcoal records from NP and CP indicated wetter conditions in CP compared to NP. In NP west of the Andes, an expansion of *Weinmania tricosperma* forests was observed, and to the east, mixed *Nothofagus-Austrocedrus* forests dominated. In contrast, in CP the west side showed little change, while on the east side, sites near the mountain range have a higher forest cover than those near the steppe. In addition, in NP there was a generalized increase in the fire regime, especially surface fires. In CP, on the other hand, the fire regime showed fluctuations.

These differences in fire regimes between both gradients could be influenced by: 1) the seasonal influence of the Southern Annular Mode (SAM) in NP and permanent in

Central and Southern Patagonia, 2) the variability of the El Niño Southern Oscillation (ENSO) and its influence on precipitation and temperature in NP.

In the last 300 cal yr BP, the records of Northern and Central Patagonia showed an increase in exotic taxa, and surface fires of anthropogenic origin, as a consequence of European settlement and the consequent changes in land use. The main changes in forest cover after European colonization are linked to grazing, thinning of forest areas for grazing and colonization by exotic species. Both human and climate were an important factor influencing fire dynamics during the last millennia.

keywords: Charcoal, pollen, climate, fires, paleoenvironment, vegetation

Agradecimientos

A los jurados, Gongalo, Nora y Marcela por su tiempo y predisposición para la corrección de esta Tesis, y por sus valiosos aportes que enriquecieron el manuscrito.

A mis directores: María Martha Bianchi y Antonio Maldonado por la confianza depositada en estos años de trabajo y por el acompañamiento durante esta etapa.

A la Dra. María Eugenia de Porras por su generosidad y permitirme ingresar a trabajar en el laboratorio de Geología del Cuaternario del IANIGLA.

Al Dr. Claudio Pérez, y todo el equipo de trabajo de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, por su gran aporte y generosidad a esta investigación.

Al Laboratorio de palinología del CEAZA y a todo su equipo, por brindarme un hermoso lugar de trabajo temporario, por compartir lo aprendido y por su predisposición a brindarme su hermosa ayuda y amistad.

A todos mis compañeros de trabajo, el equipo de quequeologos; y el personal que trabaja en el Instituto Nacional de Antropología y Pensamiento Latinoamericano, por brindarme sus conocimientos y acompañarme durante todos estos años.

A los amores de mi vida, Mariano y Mateo, por apoyarme siempre en las buenas y en las malas, por incentivarme a continuar en esta tesis y por darme fuerzas y contenerme día a día.

A mis padres, Mónica y Luis por apoyarme siempre en todo momento durante mis estudios previos e incentivarme a seguir recorriendo el camino que elegí.

A mi otra familia, Roberto, Cecilia, Fran, quienes me apoyaron y siguen apoyando en todo mis pasos.

Las investigaciones realizadas en esta Tesis fueron llevadas a cabo con los siguientes subsidios: FONCYT- PICT' 05 N° 32345 (PICT-2012-0471), en el marco de las siguientes becas: Beca de nivel inicial FONCYT (2015- 2018) y Beca de postgrado tipo II de CONICET (2018- 2020). ANID-FONDECYT 1130128; ANID-FONDECYT 1210042; ANID Regional R20F0002

Índice

Índice de Figuras	IV
Índice de tablas.....	X
Introducción	1
Impacto del fuego en los ecosistemas.....	1
Objetivos.....	4
Capítulo 1 : Ecología de incendios.....	5
1.1 Origen, propagación y consecuencias de los incendios en distintos ecosistemas	5
1.2 Reconstrucción de la historia de incendios	7
1.3 El carbón vegetal sedimentario (CVS) como indicador	8
1.4 Origen, dispersión y transporte de las partículas de carbón, “charcoal”	8
Capítulo 2 : Características climáticas y biogeográficas de Patagonia	11
2.1 Contexto geográfico y geomorfológico de la región	11
2.2 Clima actual	14
2.2.1 Variabilidad climática	16
2.3 Características generales de la vegetación	17
Capítulo 3 : Historia de la vegetación y de los incendios desde el período Glacial Post- Glacial, en Patagonia Norte. Implicaciones para el Holoceno Tardío	19
3.1 Antecedentes.....	19
3.2 El clima en Patagonia Norte	21
3.3 Contexto geomorfológico de la región.....	22
3.4 Distribución de la vegetación en Patagonia Norte.....	23
3.5 Localización y caracterización del sitio El Laguito del Morro	26
3.6 Metodología.....	29
3.6.1 Trabajo de campo.....	29
3.6.2 Análisis de los testigos sedimentarios	29
3.6.3 Litología.....	29
3.6.4 Cronología.....	30
3.6.5 Análisis polínico.....	31
Análisis de los datos polínicos.....	31
3.6.6 Análisis de Carbón vegetal sedimentario (CVS)	34
Muestreo y procesamiento	34
Métodos de análisis de datos de CVS	35
Análisis estadístico de las partículas de CVS	35
Caracterización y cuantificación de los regímenes de incendios	38

3.6.7	Comparación entre el registro polínico y el análisis de carbón vegetal sedimentario	39
3.7	Resultados	41
3.7.1	Descripción litológica y cronológica de El Laguito del Morro	41
3.7.2	Análisis polínico de El Laguito del Morro	43
3.7.3	Análisis de carbón vegetal sedimentario.....	47
3.7.4	Integración entre el registro polínico y el análisis de carbón vegetal sedimentario en El Laguito del Morro durante el Holoceno	51
3.7.5	Análisis de series temporales	55
3.8	Discusión.....	59
3.8.1	Cambios en la vegetación y el régimen de incendios en El Laguito del Morro durante el los últimos 13200 años cal AP	59
3.8.2	Ocupación e impacto humano en el valle del Río Manso Inferior.....	62
3.8.3	Reconstrucción de la historia de la vegetación y los regímenes de incendios desde Transición Glacial Post-Glacial en Patagonia Norte	64
	Transición Glacial Post-Glacial (antes de los 14000 años AP)	69
	Transición Glacial Tardío/Holoceno Temprano (14.000 – 11.000 años cal AP) y Holoceno Temprano (11.000 - 8200 años cal AP).....	69
	Holoceno Medio (8200 – 4200 años cal. AP)	70
	Holoceno Tardío.....	71
	Impacto humano en la región	73
Capítulo 4 : Historia de la vegetación y de los incendios durante el Holoceno Tardío en la Patagonia Central		76
4.1	Antecedentes.....	76
4.2	El clima de la Patagonia Central	77
4.3	Contexto geomorfológico de la región.....	79
4.4	Distribución de la vegetación en la Patagonia Central	80
4.5	Localización y caracterización de los sitios de estudio.....	83
4.6	Metodología.....	87
4.6.1	Trabajo de campo.....	87
4.6.2	Litología y Cronología.....	87
4.6.3	Análisis polínico.....	88
	Recuento polínico	89
	Análisis de los datos polínicos.....	89
4.6.4	Análisis de carbón vegetal sedimentario (CVS)	92
	Muestreo, procesamiento y cuantificación.....	92
	Análisis estadístico de las partículas de CVS para MET	92

Métodos de análisis de datos de CVS para LAL.....	93
4.6.5 Comparación entre el registro polínico y el análisis de carbón vegetal sedimentario	94
Secuencia MET	94
Secuencia LAL	94
4.7 Resultados	96
4.7.1 Secuencia Mallín El Toqui	96
Descripción litológica y cronológica.....	96
Análisis polínico	98
Análisis de carbón vegetal sedimentario	101
Integración entre el registro polínico y el análisis de carbón vegetal sedimentario	105
Análisis de series temporales.....	109
4.7.2 Secuencia Laguna Alta.....	112
Descripción litológica y cronológica.....	112
Análisis polínico de Laguna Alta.....	114
Análisis de carbón vegetal sedimentario e integración en el registro polínico.	117
Comparación polen y carbón: análisis numérico de Laguna Alta.....	120
4.8 Discusión	121
4.8.1 Cambios en la vegetación y el régimen de incendios en Mallín El Toqui durante el los últimos 5400 años cal AP	121
4.8.2 Cambios en la vegetación y el régimen de incendios en Laguna Alta durante los últimos 2000 años cal AP	124
4.8.3 Ocupación e impacto humano en los ecosistemas de la región de Aysén	126
4.8.4 Reconstrucción de la historia de la vegetación y el régimen de incendios en la Patagonia Central	128
Transición Glacial Post-Glacial (antes de los 14.000 años AP)	134
Transición Glacial Tardío/Holoceno Temprano (14.000 – 11.000 años cal AP) y Holoceno Temprano (11.000 - 8200 años cal AP).....	134
Holoceno Medio (8200 – 4200 años cal. AP)	135
Holoceno Tardío.....	136
Impacto humano en la región	139
Capítulo 5 : Discusión regional	141
5.1 Factores que influyen en los regímenes de incendios a lo largo de los gradientes bioclimáticos estudiados	142
5.2 Diferencias en los regímenes de incendios según el tipo de vegetación y el combustible	143

5.3	Los gradientes bioclimáticos Oeste-Este durante el Holoceno Tardío (4200 - 2000 años cal AP).....	143
	Patagonia Norte y Central. Principales forzantes de los regímenes de incendios durante este período.....	145
5.4	Los gradientes bioclimáticos Oeste-Este durante el Holoceno Tardío (2000 - 300 años cal AP).....	146
5.5	Los gradientes bioclimáticos Oeste-Este durante el Holoceno Tardío (últimos 300 años).....	149
5.6	Actividad antrópica y su relación con los incendios.....	150
Capítulo 6 : Consideraciones finales.....		155
Bibliografía.....		157
Anexo I		176

Índice de Figuras

Figura 1.1. Controles de incendio a múltiples escalas temporales y espaciales. Se conceptualizan los forzantes del fuego a partir de triángulos (modificado de Whitlock et al., 2010).	6
Figura 1.2. Componentes que permiten definir un régimen de incendio. [1] componentes que describen tipo de incendio (intensidad, comportamiento del fuego, etc), [2] condiciones que controlan la ocurrencia de incendios (clima, características del combustible, tipo de ignición, características meteorológicas, etc.), [3] efectos sobre el ecosistema (severidad, costos y daños, etc.) y [4] combinación de dos o más variables. (Modificado de Conedera et al., 2009).....	7
Figura 1.3. Diagrama esquemático donde se representa la producción, el transporte y la depositación del carbón vegetal en sedimentos lacustres (modificado de Conedera et al., 2009; Whitlock y Larsen, 2001).....	10
Figura 2.1. Ubicación geográfica de la Patagonia, extremo sur de América del Sur, que se extiende en latitudes intermedias del Hemisferio Sur, entre los océanos Atlántico y Pacífico.	12
Figura 2.2. Imagen satelital de Patagonia Norte (39°-43°) mostrando las principales ciudades y la localización de El Laguito del Morro	13
Figura 2.3. Imagen satelital de Patagonia Central (44°-48°) mostrando la localización de las ciudades principales y la localización de las secuencias sedimentarias estudiadas, Mallín El Toqui y Laguna Alta	14

Figura 2.4. Esquema de las principales características de la circulación atmosférica de Sudamérica, especialmente para Patagonia (recuadro verde). Las líneas azul (de puntos) y roja representan los límites para junio-julio-agosto (JJA) y diciembre-enero-febrero (DJF), respectivamente. Modificado de Cai et al., 2020.....	15
Figura 2.5. Izquierda: precipitación media anual (mm) para el período comprendido entre 1970-2000, con resolución espacial de 30". Derecha: temperatura media anual del aire (°C) para el período comprendido entre 1970- 2000, con resolución espacial de 30". Fuente: WorldClim2 dataset (Fick y Hijmans, 2017; www.worldclim.org/).....	16
Figura 2.6. Mapa de la distribución de la vegetación de Patagonia. Modificado a partir de (Cabrera, 1971; Gajardo, 1994; Leon et al., 1998; Luebert y Plischoff, 2006; Oyarzabal et al., 2018). Las áreas de estudios abordadas en esta Tesis se encuentran indicados mediante dos recuadros	18
Figura 3.1. Principales geoformas y cuencas hidrográficas del área de estudio. Los círculos amarillos corresponden a los registros polínicos analizados en éste capítulo.	22
Figura 3.2. Perfil de la vegetación a lo largo de una transecta oeste-este (41°S), que muestra las diferentes unidades de vegetación nombradas en este capítulo y el sitio de muestreo El Laguito del Morro (Gajardo, 1956; Villagran, 1980; Cabrera, 1971; Oyarzabal et al., 2018).....	25
Figura 3.3. Mapa de la vegetación de Patagonia Norte. Modificado a partir de Cabrera, 1971; Gajardo, 1994; Leon et al., 1998; Luebert y Plischoff, 2006; Oyarzabal et al., 2018	27
Figura 3.4. Fotografías de El Laguito del Morro con la vegetación dominante A, B, D, E y F, bosque per-húmedo de <i>Nothofagus dombeyi</i> y manchones de turba. C) detalle turbera de <i>Sphagnum magellanicum</i>	28
Figura 3.5. Diferentes tipos de carbón vegetal sedimentario tomados del registro de la secuencia de El Laguito del Morro. a) y b) partículas de carbón vegetal sedimentario leñoso. C), carbón vegetal sedimentario de gramíneas.	34
Figura 3.6. Composición litológica para la secuencia de El Laguito del Morro	42
Figura 3.7. A) Modelo de edad-profundidad utilizando Clam 2.2 (Blaauw, 2010) y B) tasa de sedimentación (cm/año) para la secuencia de El Laguito de El Morro.....	43
Figura 3.8. Diagrama polínico porcentual de El Laguito del Morro, mostrando los tipos polínicos en grupos ecológicos.	46
Figura 3.9. La proporción o función de densidad (eje y) de los períodos libres de incendio (FRI) dentro de cada zona se muestra en un histograma. La línea negra	

representa la distribución Weibull de los FRI para las zonas polínicas de El Laguito del Morro.....	49
Figura 3.10. Registro de CVS para la secuencia de El laguito del Morro. A) C_{int} y $C_{background}$ (línea gris). Los signos “+” muestran los episodios de incendio que superan el percentil 99 de la distribución de C_{noise} . B) Índice de severidad de incendios. C) Magnitud de los episodios de incendios. D) Frecuencia de incendios.	50
Figura 3.11. Diagrama de caja (Boxplot) que muestra la comparación de valores de CHAR entre las zonas polínicas. Las distintas letras indican diferencias significativas entre zonas ($p < 0,05$). La línea horizontal central representa la mediana, la porción inferior y superior de las cajas representan los 1° y 3° cuartil de las distribuciones, y los puntos negros son los “outliers”.....	51
Figura 3.12. Variables sintéticas de Polen y carbón de El Laguito del Morro. A G) Tasa de acumulación polínica (PAR) de los distintos grupos ecológicos seleccionados; H) riqueza polínica (C_{int} , I); CHAR J) intervalo libre de incendios (año/episodio ¹), la línea roja es FRI medio (FRI _m) y la franja gris es el intervalo de confianza (95%) alrededor del FRI _m ; K) n° de partículas de CVS de gramíneas/n° partículas de CVS totales.....	54
Figura 3.13. Análisis de correlación cruzada entre CHAR (variable independiente) y las diferentes variables polínicas (variable dependiente). Los ejes verticales muestran los coeficientes de correlación, CCF: Coeficiente de correlación cruzada. Las barras que están por arriba (o abajo) de las líneas azules son estadísticamente significativas ($p < 0,05$). El eje horizontal muestra los desfases expresados en años. Cada lag corresponde a 13 años.	56
Figura 3.14. Análisis de correlación cruzada entre CHAR y las diferentes variables polínicas. Los ejes verticales muestran los coeficientes de correlación, CCF: Coeficiente de correlación cruzada. . Las barras que están por arriba (o abajo) de las líneas azules son estadísticamente significativas ($p < 0,05$). El eje horizontal muestra los desfases expresados en años. Cada lag corresponde a 13 años. .	57
Figura 3.15. Análisis de correlación cruzada entre el matorral y la frecuencia de incendios. Los ejes verticales muestran los coeficientes de correlación, CCF: Coeficiente de correlación cruzada. Las barras que están por arriba (o abajo) de las líneas azules son estadísticamente significativas ($p < 0,05$). El eje horizontal muestra los desfases expresados en años. Cada lag corresponde a 13 años. .	58
Figura 3.16. Perfil topográfico y climatogramas de precipitación acumulada mensual, correspondientes a una transecta oeste–este, entre los 41,5 - 41,7 °S. Las letras corresponden con las secuencias fósiles que serán discutidas en este capítulo. a:	

Lago Condorito, b: El Laguito del Morro, c: Laguna Huala Hué, d: Laguna El Trébol, e: Mallín Aguado.....	65
Figura 3.17. Reconstrucción esquemática de la vegetación y de los incendios a lo largo de un gradiente bioclimático Oeste-Este a partir de los datos presentados en esta Tesis (El Laguito del Morro: LAMO) y los registros publicados de sitios cercanos (Lago Condorito: LC, Laguna Huala Hué: LHH, Laguna El Trébol: LT, Mallín Aguado: MA).....	75
Figura 4.1. Principales geoformas, cuencas hidrográficas y ciudades del área de estudio, con círculos rojos se indican los sitios de estudio de Mallín El Toqui y Laguna Alta en Patagonia Central. Los círculos amarillos indican los sitios utilizados para la comparación en el gradiente.	79
Figura 4.2. Perfil de la vegetación a lo largo de una transecta oeste-este, que muestra las diferentes unidades de vegetación nombradas en este capítulo y los sitios de muestreo Mallín El Toqui y Laguna Alta (Cabrera, 1971; Gajardo, 1994; Oyarzabal et al., 2018; Schmithüsen, 1956; Villagrán, 1980).....	82
Figura 4.3. Mapa de la vegetación de Patagonia Central. Modificado a partir de (Cabrera, 1971; Gajardo, 1994; Leon et al., 1998; Luebert y Plischoff, 2006; Oyarzabal et al., 2018).....	84
Figura 4.4. Muestreo en el Mallín El Toqui.....	85
Figura 4.5 Vegetación característica de Laguna Alta. A), e) y f) Vegetación local y regional con especies principales de las familias Poaceae y Asteraceae b) parches de <i>Nothofagus antartica</i> . c) y d) geomorfología de algunos aspectos la costa de Laguna Alta	86
Figura 4.6. A la izquierda, columna estratigráfica de la secuencia de Mallín El Toqui. A la derecha, imagen de rayos x, de cada una de las secciones del testigo sedimentario. El material oscuro corresponde a los sedimentos lacustres predominantemente ricos en materia orgánica y las capas blancas a los niveles de tefra. Los datos numéricos en color amarillo representan a las edades calibradas utilizando el Clam 2.2 (Blaauw, 2010).....	96
Figura 4.7. A) Modelo de edad-profundidad, el cuadrado representa el dato excluido y B) la tasa de sedimentación de la secuencia de Mallín El Toqui.	97
Figura 4.8. Diagrama de polen porcentual para Mallín El Toqui, que muestra los taxones dominantes, las zonas y el dendrograma del Cluster Analysis (Grimm, 2019). La sombra gris de algunas curvas indica exageración x3. Los puntos negros indican prescencia de los grupos en los que su porcentaje fue <1%	100
Figura 4.9. La proporción o función de densidad (eje y) de los períodos libres de incendio (FRI) dentro de cada zona se muestra en un histograma. La línea negra	

representa la distribución Weibull de los FRI para las zonas polínicas de Mallín El Toqui.	103
Figura 4.10. Registro de CVS para la secuencia de Mallín El Toqui. . A) C_{int} y $C_{background}$ (línea gris). Los signos “+” muestran los episodios de incendio que superan el percentil 99 de la distribución de C_{noise} . B) Índice de severidad de incendios. C) Magnitud de los episodios de incendios. D) Frecuencia de incendios.....	104
Figura 4.11. Diagrama de caja que muestra la comparación de valores de CHAR entre las zonas polínicas. Las distintas letras representan diferencias significativas entre zonas ($p < 0,05$). La línea horizontal central representa la mediana, la porción inferior y superior de las cajas representan los 1° y 3° cuartil, y los puntos negros son los “outliers”.	105
Figura 4.12. Variables sintéticas de Polen y carbón de Mallín El Toqui. A F) Tasa de acumulación polínica (PAR) de los distintos grupos ecológicos seleccionados, G) riqueza polínica, H) CHAR (C_{int}) en negro y el C_{back} (línea gris), I) intervalo libre de incendios (año/episodio ¹), la línea roja es FRI medio (FRI _m) y la franja gris es el intervalo de confianza (95%) alrededor del FRI _m , J) Severidad (n° de partículas de CVS de gramíneas/n° partículas de CVS totales)	108
Figura 4.13. Análisis de correlación cruzada entre CHAR (variable independiente) y las diferentes variables polínicas (variable dependiente). Los ejes verticales muestran los coeficientes de correlación, CCF: Coeficiente de correlación cruzada. Las barras que están por arriba (o abajo) de las líneas azules son estadísticamente significativas ($p < 0,05$). El eje horizontal muestra los desfases expresados en años. Cada lag corresponde a 25 años	110
Figura 4.14. Análisis de correlación cruzada entre CHAR (variable independiente) y las diferentes variables polínicas (variables dependientes). Los ejes verticales muestran los coeficientes de correlación, CCF: Coeficiente de correlación cruzada. Las barras que están por arriba (o abajo) de las líneas azules son estadísticamente significativas ($p < 0,05$). El eje horizontal muestra los desfases expresados en años. Cada lag corresponde a 25 años	111
Figura 4.15. A la izquierda, columna estratigráfica de la secuencia de Laguna Alta. A la derecha imagen de rayos x, con las edades calibradas, en color amarillo, utilizando Clam 2.2.	112
Figura 4.16. a) Modelo de edad-profundidad y b) la tasa de sedimentación para la secuencia de Laguna Alta.....	113
Figura 4.17. Diagrama de polen para Laguna Alta, mostrando los taxones dominantes y el dendrograma generado por el análisis de CONISS (Grimm, 2019)	116

Figura 4.18. Variables sintéticas de Polen y carbón de Laguna Alta. A F) Tasa de acumulación polínica (PAR) de los distintos grupos ecológicos seleccionados, G) riqueza polínica, H) CHAR I) Severidad (n° de partículas de CVS de gramíneas/n° partículas de CVS totales).	119
Figura 4.19. Perfil topográfico y climatogramas, precipitación acumulada mensual, temperatura correspondientes a una transecta Oeste – Este entre los 44 - 44 °S. Las letras corresponden con las secuencias fósiles que serán discutidas en este capítulo. a: Laguna Fácil, b: Mallín Pólux, c:Mallín El Toqui, e: Laguna Alta, f: Lago Shaman	130
Figura 4.20. Reconstrucción esquemática de la vegetación a lo largo de un gradiente bioclimático Oeste-Este a partir de los datos presentados en esta Tesis (Mallín El Toqui: MET, Laguna Alta: LAL) y los registros publicados de sitios cercanos (Laguna Fácil: LF, Mallín Pollux: MP, Lago Shaman: LSh) La cantidad de llamas indican la frecuencia de incendios.	140
Figura 5.1. Comparación de dos gradientes bioclimáticos entre la Patagonia Norte y Central para el período entre los 4200 y 2000 años cal AP, a partir de la reconstrucción de la vegetación y el régimen de incendios de los registros presentados en ésta tesis (El Laguito del Morro: LAMO, Mallín El Toqui: MET, Laguna Alta: LAL) y registros publicados de sitios cercanos (LC: Lago Condorito, Laguna Huala Hué: LHH, Laguna El Trébol: LT, Mallín Aguado: MA, Laguna Fácil: LF, Mallín Pollux: MP, Lago Shaman: LSh).....	146
Figura 5.2. Comparación de dos gradientes bioclimáticos entre la Patagonia Norte y Central para el período entre los 2000 y 300 años cal AP, a partir de la reconstrucción de la vegetación y el régimen de incendios de los registros presentados en ésta tesis (El Laguito del Morro: LAMO, Mallín El Toqui: MET, Laguna Alta: LAL) y registros publicados de sitios cercanos (LC: Lago Condorito, Laguna Huala Hué: LHH, Lago El Trébol: LT, Mallín Aguado: MA, Laguna Fácil: LF, Mallín Pollux: MP, Lago Shaman: LSh).....	148
Figura 5.3. Frecuencia de los eventos del ENOS. Modificado a partir de Moy et al., 2002. El recuadro indica el período de mayor variabilidad climática del Holoceno Tardío.	149
Figura 5.4.Comparación de dos gradientes bioclimáticos entre la Patagonia Norte y Central para los últimos 300 años, a partir de la reconstrucción de la vegetación y el régimen de incendios de los registros presentados en ésta tesis (El Laguito del Morro: LAMO, Mallín El Toqui: MET, Laguna Alta: LAL) y registros publicados de sitios cercanos (LC: Lago Condorito, Laguna Huala Hué: LHH, Lago El Trébol: LT, Mallín Aguado: MA, Laguna Fácil: LF, Mallín Pollux: MP, Lago Shaman: LSh)..	150

Figura 5.5. Secuencias polínicas seleccionadas de Patagonia Norte y Central ordenadas de oeste a este. Se indican las principales variables polínicas (%) de cada sitio elegido. Las flechas indican la inferencia de un descenso en los valores de <i>Nothofagus</i> , a costa de un aumento de los taxones de estepa y matorral. Las franjas grises representan los períodos estudiados en esta Tesis.	153
Figura 5.6. Integración de los registros de carbón de las secuencias polínicas de los sitios elegidos, de Patagonia Norte y Central ordenadas de oeste a este.	154

Índice de tablas

Tabla 3.1. Dataciones radiocarbónicas y calibradas de El Laguito del Morro.	31
Tabla 3.2. Taxones polínicos con valores reunidos en grupos ecológicos para la secuencia de El Laguito del Morro.	33
Tabla 3.3. Resumen de resultados del análisis polínico de El Laguito del Morro de los últimos 13200 años cal AP.	45
Tabla 3.4. Ubicación de las estaciones meteorológicas utilizadas para la construcción de los climatogramas (precipitación anual acumulada y temperatura) en la figura 3.16.	66
Tabla 3.5. Sitios con registros de polen y carbón ubicados en orden de Oeste a Este discutidos en este capítulo.	66
Tabla 3.6. Resumen de las principales características de la historia de la vegetación y los incendios de los sitios discutidos en este capítulo.	68
Tabla 4.1 Dataciones radiocarbónicas y calibradas de Mallín El Toqui. En rojo, la edad radiocarbónica exluída.	88
Tabla 4.2. Dataciones radiocarbónicas y calibradas de Laguna Alta.	88
Tabla 4.3. Taxones polínicos con valores <1% reunidos en grupos ecológicos para MET.	90
Tabla 4.4. Taxones polínicos con valores <1% reunidos en grupos ecológicos para LAL.	91
Tabla 4.5. Resultados resumidos del coeficiente de correlación de Pearson (r) y los valores p para los taxones seleccionados.	120
Tabla 4.6. Ubicación de las estaciones meteorológicas utilizadas para la construcción de los climatogramas (precipitación anual acumulada y temperatura) en la figura 4.19.	131
Tabla 4.7. Sitios con registros de polen y carbón ubicados en orden de Oeste a Este discutidos en este capítulo.	131

Tabla 4.8. Resumen de las principales características de la historia de la vegetación y los incendios de los sitios discutidos en este capítulo	133
Tabla 5.1. Registros fósiles de polen y carbón ubicados de Oeste a Este correspondientes a mallines, turberas y lagos; y el tipo de vegetación actual de cada sitio.	142

Introducción

Impacto del fuego en los ecosistemas

El fuego es un fenómeno global y un componente crítico que impacta en los procesos ecológicos y produce cambios en la composición y la dinámica de los ecosistemas terrestres a través de múltiples escalas espacio-temporales, afectando el balance de carbono y de energía a escala global (Bowman et al., 2009; Flannigan et al., 2009). Los incendios forestales queman actualmente entre 3,94 y $5,19 \times 10^6$ km² de superficie del planeta al año (Lizundia-Loiola et al., 2020).

Los incendios han afectado con frecuencia variable y por miles de años casi todos los biomas terrestres (Agee, 1996; Bond et al., 1996; Pyne et al., 1996). La presencia de carbón en secuencias estratigráficas, anillos de árboles etc. confirma que el fuego fue ecológicamente importante en los ecosistemas terrestres desde tiempos remotos (Goldammer et al., 1996; Markgraf y Anderson, 1994). Los fenómenos de vulcanismo y, fundamentalmente, los rayos producidos por (o durante) tormentas eléctricas habrían sido las causas principales que provocaron la ignición de incendios naturales.

El fuego fue una de las primeras herramientas utilizadas por la humanidad, y su uso deliberado data de hace aproximadamente un millón de años (Berna et al., 2012). Desde entonces, fue utilizado para diversos propósitos como caza, agricultura y pastoreo.

A medida que se incrementó la población humana, se desarrollaron la agricultura y el pastoreo, la frecuencia e intensidad de los incendios también aumentaron. Así, el uso del fuego se fue ampliando y fue modificando paulatinamente la superficie afectada naturalmente por este disturbio (Johnston, 1970).

A partir de la revolución industrial de fines del siglo XIX, el incremento casi exponencial de la población humana, la expansión de las fronteras agropecuarias en todo el mundo y la presión masiva sobre los recursos naturales, se produjeron cambios drásticos en los ecosistemas terrestres (Barbour, 1999). Estos cambios serían en cierta medida el origen de incendios de gran magnitud.

Actualmente, el cambio climático asociado a la actividad humana contribuye al aumento de la incidencia y la gravedad de los incendios forestales en todo el mundo con consecuencias catastróficas (Abatzoglou et al., 2019; Boer et al., 2020; Bowman et al., 2020; Shi y Touge, 2022). Estos eventos de gran magnitud retroalimentan el cambio climático ya que este se debe fundamentalmente al incremento de CO₂ en la atmósfera, causado en gran medida por los incendios de grandes extensiones (IPCC

2000). Por ejemplo, los fuegos ocurridos en la Amazonía en el 2019 cubrieron un área de 72450 km² (Instituto Nacional de Investigaciones Espaciales, INPE, Brasil)

En el sur de Sudamérica también se ha registrado el incremento en la magnitud y severidad de los incendios durante las últimas décadas. Por ejemplo, durante las décadas de los '80 y '90, la cantidad de incendios provocados por rayos se triplicó en comparación con el período anterior de 1950 a 1970. Este fenómeno es debido a los aumentos de temperatura del verano. Actualmente, en el oeste de la Patagonia los veranos son más cálidos y más secos y como consecuencia, más propensos a las tormentas eléctricas (Kitzberger, 2022).

El manejo de incendios involucra estrategias y acciones integradas diseñadas por ingenieros y ecólogos forestales para prevenir, controlar y mitigar sus impactos en los ecosistemas, con el objetivo de proteger vidas, propiedades y ecosistemas. A nivel nacional e internacional, se han producido diferentes debates sobre el manejo integrado del fuego en sistemas naturales, especialmente para conservar áreas protegidas y la biodiversidad. Dada la complejidad del fuego como factor ambiental, se necesita un enfoque multidisciplinario que lo aborde desde distintas dimensiones. Particularmente, el estudio de la historia de incendios es importante para establecer líneas de base que permitan caracterizar el comportamiento del sistema clima-vegetación-fuego tanto en los ecosistemas naturales como en los socioecosistemas.

Existen diferentes disciplinas que se enfocan en el efecto de los incendios sobre los ecosistemas. La ecología de incendios es una actividad interdisciplinaria y estudia los procesos naturales del fuego sobre los ecosistemas y su interacción con los componentes bióticos y abióticos. Por otro lado, la paleoecología de incendios reconstruye la historia de los incendios utilizando fósiles, sedimentos y otros indicadores como el carbón vegetal sedimentario (CVS) (Clark y Robinson, 1993). Esta disciplina nos ayuda a comprender cómo los incendios han sido parte natural de muchos ecosistemas durante miles de años y cómo han afectado a la vegetación a lo largo del tiempo. Además, ayuda a predecir cómo el aumento de la frecuencia y la intensidad de los incendios forestales pueden afectar los ecosistemas en el futuro, especialmente en un contexto de cambio climático.

Por su ubicación en la porción austral de Sudamérica y la disposición norte-sur de la Cordillera de los Andes, en la Patagonia existe una gran diversidad de climas y ambientes que determinan la existencia de diferentes comunidades vegetales en un marcado gradiente de precipitación oeste-este. Estas características hacen de la Patagonia un escenario apropiado para estudiar la influencia de los incendios sobre gradientes bioclimáticos en latitudes medias de Sudamérica.

En Patagonia, la dinámica del régimen de incendios y los cambios en las comunidades de vegetación de los bosques patagónicos han sido estudiados desde un punto de vista ecológico en numerosos trabajos desde principios de los 80s mediante estudios dendrocronológicos (por ej., Kitzberger et al., 1997; Mundo et al., 2017; Veblen et al., 1999, 1996; Veblen y Lorenz, 1987). Paralelamente, los trabajos pioneros de C.J. Heusser y V. Markgraf permitieron conocer la relevancia del carbón vegetal sedimentario como indicador importante en la reconstrucción de la historia de la vegetación y su respuesta a las variaciones climáticas durante el Holoceno (por ej. Heusser, 1998, 1994, 1993, 1987; Huber y Markgraf, 2003; Markgraf et al., 2009). Posteriormente, gran cantidad de estudios paleoecológicos relacionados a la historia de los incendios se han llevado a cabo durante las últimas décadas, en los Bosques Subantárticos entre los 40-46°S (Huber y Markgraf, 2003; Iglesias et al., 2014; Markgraf et al., 2009, 2007; Markgraf y Bianchi, 1999; Markgraf y Huber, 2010; Whitlock et al., 2006). La mayoría de los estudios paleoecológicos han vinculado la ocurrencia de incendios en Patagonia con distintos forzantes climáticos y antrópicos (de pobladores originarios y europeos). A partir de estos aportes, las investigaciones posteriores basadas en el análisis del CVS y registros polínicos han permitido determinar que la interacción clima-vegetación-incendios tuvo un rol preponderante en la evolución del paisaje de Patagonia durante el Holoceno.

Los estudios paleoecológicos, que emplean principalmente registros de polen y carbón fósil en sedimentos de mallines y lagos, han aumentado considerablemente en las últimas décadas y sugieren la presencia continua de eventos de fuego en la Patagonia a lo largo del Holoceno, al menos 10000 años cal AP (Bianchi et al., 2023; Heusser, 1987; Markgraf y Anderson, 1994; Markgraf y Bianchi, 1999; Nanavati et al., 2019; Villa-Martínez y Moreno, 2021).

En el sur de Sudamérica (al sur de los 35° de latitud sur), los incendios catastróficos de los últimos años han puesto en tela de juicio la comprensión de los vínculos entre el fuego, el clima y la vegetación, así como el papel del cambio climático, la acumulación de combustible y las actividades de uso de la tierra en los incendios del pasado (Morgan et al., 2003).

Este trabajo de tesis está orientado a contribuir a la comprensión de estos vínculos y aportar elementos para la construcción de líneas de base que permitan caracterizar el comportamiento de la relación clima-vegetación-fuego en ecosistemas de Patagonia Norte y Central al Este de los Andes. Durante el desarrollo de esta tesis se abordará la problemática del estudio de los incendios a lo largo de dos gradientes bioclimáticos y se discutirán sus implicancias temporales a una escala de décadas a milenios.

Objetivos

Objetivo general

Analizar los regímenes de incendios en respuesta a las variaciones climáticas, el impacto antrópico y los cambios en las comunidades vegetales a lo largo de dos gradientes bioclimáticos oeste-este de Patagonia Norte y Central, durante el Holoceno Tardío.

Objetivos particulares

- Identificar cuáles fueron los procesos (clima, incendios, impacto antrópico) que explican la historia de la vegetación a largo plazo en dos valles cordilleranos ubicados al este de los Andes entre los 41°S y 46°S de la Patagonia de Chile y Argentina desde la transición Holoceno Medio-Tardío.
- Identificar la influencia del impacto antrópico en la vegetación durante distintos momentos de poblamiento en las cuencas estudiadas: pueblos originarios, colonización europea, poblaciones actuales.

El presente trabajo está estructurado de la siguiente manera:

En el capítulo 1 se abordan los marcos conceptuales y metodológicos aplicados en esta Tesis.

En el capítulo 2 se describen las principales características climáticas, geológicas y biogeográficas de Patagonia Norte y Central.

En el capítulo 3 se aborda la historia de la vegetación y los incendios en El Laguito del Morro, Patagonia Norte, a través del análisis de polen y macro-partículas de carbón vegetal sedimentario, incluyendo el desarrollo metodológico, inferencias y discusión de resultados

En el capítulo 4, se estudia la historia de la vegetación y los incendios en Laguna Alta y Mallin el Toqui, Patagonia Central, utilizando el análisis de polen y macro-partículas de carbón vegetal sedimentario, con la descripción correspondiente del desarrollo metodológico, inferencias y discusión de resultados.

En el capítulo 5 se analizan los resultados obtenidos en ambos gradientes y se estudiaron los mecanismos ecológicos subyacentes que explican las diferentes relaciones fuego- vegetación-clima a lo largo de los gradientes oeste-este durante el el Holoceno Tardío.

Finalmente se presentan las consideraciones finales, exponiendo una discusión general de la Tesis en estudio.

Capítulo 1 : Ecología de incendios

La ecología de incendios estudia el rol de los incendios en los ecosistemas desde una perspectiva local hasta global, considerando factores naturales y antrópicos. Esta disciplina aborda la interacción entre el fuego, el clima y la vegetación utilizando múltiples enfoques y datos paleoecológicos para comprender cómo los incendios afectan los ecosistemas a lo largo del tiempo y el espacio.

1.1 Origen, propagación y consecuencias de los incendios en distintos ecosistemas

Los efectos de los incendios sobre la dinámica de la vegetación y el paisaje varían según la frecuencia, magnitud, severidad y estacionalidad con la que ocurren estos eventos (Falk et al., 2007; Gill y Allan, 2008). Estos efectos dependen del régimen de incendios característico de cada ecosistema (McKenzie et al., 2011), por eso es indispensable conocer los procesos y los determinantes ambientales y ecológicos que modelan el mismo.

Para que se produzca un incendio es necesario que se den conjuntamente tres componentes: combustible, oxígeno y una fuente de calor o energía de activación. A esta interrelación se la denomina triángulo de fuego (Figura 1.1). Una vez iniciado el incendio, su magnitud y configuración espacial están determinados principalmente por la capacidad que posee de propagarse a través del paisaje, es decir la capacidad que poseen las llamas de desplazarse e iniciar el proceso de combustión en la vegetación adyacente (Archibald et al., 2011). El tipo de combustible, como los combustibles leñosos o las hierbas, afecta la temperatura de las llamas, siendo los primeros más inflamables.

Los regímenes de incendios están estrechamente ligados al clima regional, siendo los rayos la fuente de ignición más común en ausencia de intervención humana. Los patrones estacionales del clima también influyen en la ocurrencia de incendios. Variables como el tipo de combustible (suelo, superficie, corona), las características temporales de los incendios (tasa de propagación, estacionalidad, frecuencia), y diferentes escalas espaciales y temporales caracterizan los regímenes de incendios. (Figura 1.2) (Conedera et al., 2009).

A pequeña escala (Figura 1.1, triángulo 1) la propagación y la intensidad del fuego depende del combustible, el oxígeno y la temperatura. A escalas más grandes,

factores como las características del material combustible, incluida su inflamabilidad y la topografía modelan la propagación del incendio. El clima juega un rol importante sobre la actividad del fuego junto con restricciones de combustible y vegetación, ya que la distribución del combustible y su flamabilidad está relacionada con la influencia del clima sobre la vegetación (Figura 1.1, triángulo 4).

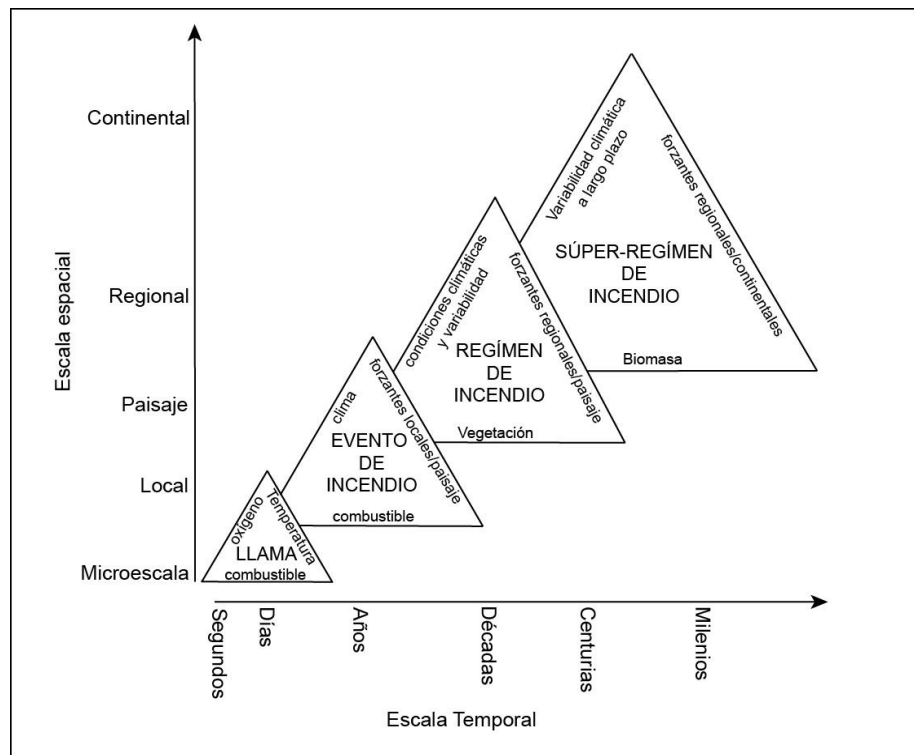


Figura 1.1. Controles de incendio a múltiples escalas temporales y espaciales. Se conceptualizan los forzantes del fuego a partir de triángulos (modificado de Whitlock et al., 2010).

La estructura de los combustibles define su dinámica de desecación y en definitiva su propensión a la ignición y combustión frente a sequías de diferente intensidad (Rothermel, 1983). A lo largo de un gradiente bioclimático, se esperan variaciones significativas en los factores que desencadenan y predisponen los incendios (Veblen et al., 1992). En los extremos de un gradiente, donde la actividad de fuego es baja o nula, se encuentran los ecosistemas extremadamente áridos o muy húmedos. En los ambientes más secos, la escasa biomasa vegetal no favorece la propagación de los incendios, en cambio en los bosques más densos con buena disponibilidad de agua, el contenido de humedad del combustible impide su inicio y las fuentes de ignición son escasas (Veblen et al., 2000; Whitlock et al., 2011).

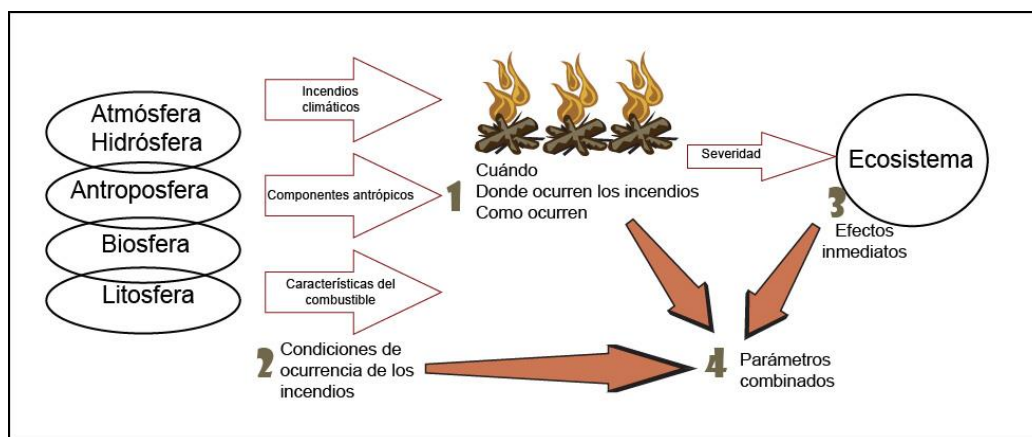


Figura 1.2. Componentes que permiten definir un régimen de incendio. [1] componentes que describen tipo de incendio (intensidad, comportamiento del fuego, etc), [2] condiciones que controlan la ocurrencia de incendios (clima, características del combustible, tipo de ignición, características meteorológicas, etc.), [3] efectos sobre el ecosistema (severidad, costos y daños, etc.) y [4] combinación de dos o más variables. (Modificado de Conedera et al., 2009).

En Patagonia, bosques más húmedos ya sea por su localización más occidental dentro del gradiente oeste-este o por encontrarse en condiciones de menor demanda hídrica a mayor altitud, poseen un marcado control climático durante el año en el que ocurren los incendios. (Kitzberger et al., 1997). En cambio, en ecosistemas más xéricos, el control climático es menos marcado a medida que aumenta la proporción de combustibles finos, los cuales requieren condiciones de humedad promedio para desecarse adecuadamente.

1.2 Reconstrucción de la historia de incendios

La reconstrucción histórica de los incendios en una región utiliza datos provenientes de la geósfera (como magnetismo y geoquímica), la biosfera (incluyendo palinología, paleoecología, análisis de carbón vegetal y dendrocronología) y la antropósfera (vestigios arqueológicos, documentos y registros fotográficos). Los indicadores paleoambientales, también conocidos como *proxies*, son materiales naturales (como granos de polen, minerales y otros microfósiles), estructuras sedimentarias (flujos de detritos y corrimientos de tierras) o parámetros específicos de estos materiales y estructuras (como reflectancia, termoluminiscencia y distribución de macrofósiles carbonizados) conservados en suelos, depósitos sedimentarios o rocas sedimentarias, influenciados indirectamente por variables paleoambientales (Conedera et al., 2009).

El estudio de registros polínicos y carbón vegetal sedimentario en cuencas lacustres, mallines y turberas ha sido fundamental para entender los cambios en los ecosistemas patagónicos durante el Cuaternario Tardío. En el Sur de Sudamérica, los estudios palinológicos desde mediados del siglo pasado han sido fundamentales para la reconstrucción de la historia de la vegetación en varias regiones de Argentina y Chile durante el Holoceno (Auer, 1958; Heusser, 1981, 1966; Markgraf, 1984; Villagrán, 1988).

1.3 El carbón vegetal sedimentario (CVS) como indicador

El carbón vegetal sedimentario (CVS) es crucial para reconstruir la historia de los incendios a largo plazo, tanto naturales como antrópicos. Desde los trabajos pioneros de Iversen (1941), el análisis de partículas de CVS fósil ha sido ampliamente utilizado y se ha convertido en una herramienta fundamental para la reconstrucción de la historia de los incendios a lo largo de períodos de tiempo que no pueden ser estudiados a partir de cicatrices de fuego bajo la técnica dendrocronológica (Conedera et al., 2009). Inicialmente, se analizaban micro-partículas ($< 100 \mu\text{m}$) en preparados palinológicos, que podían contarse junto con el polen sin necesidad de tratamiento adicional. Sin embargo, para evitar la sobreproducción de partículas, producto del tratamiento mecánico de la técnica palinológica, Whitlock y Larsen (2001) introdujeron el análisis de macropartículas (> 125 micrones) para la reconstrucción de la historia de incendios a escala local. Por lo tanto, la integración de registros de macro-partículas a nivel regional es crucial para una reconstrucción completa (Mooney y Tinner, 2011).

En las últimas décadas, se han desarrollado técnicas avanzadas para entender la dispersión y los procesos tafonómicos que afectan los registros de carbón sedimentario (Higuera et al., 2005; Lynch et al., 2004; Whitlock, 2004, entre otros). Además, se han establecido métodos cuantitativos para la selección de sitios de muestreo, técnicas de laboratorio y análisis estadísticos (Ali et al., 2009; James S. Clark, 1988; Higuera et al., 2010; Kelly et al., 2011; Lynch et al., 2004; Whitlock y Larsen, 2001).

1.4 Origen, dispersión y transporte de las partículas de carbón, “charcoal”

Las partículas de carbón vegetal se producen a partir la combustión incompleta de la materia orgánica. Cuando estas partículas son transportadas por lluvia, nieve, viento

y otros agentes y depositadas en sedimentos lacustres o turberas (Figura 1.3), pueden acumularse gradualmente permitiendo la formación de un registro sedimentario de CVS. Este registro se puede muestrear y analizar para reconstruir la historia de incendios del sitio de estudio. El carbón primario se deposita principalmente durante o poco después del incendio, mientras que el carbón secundario puede acumularse durante muchos años después, dependiendo de la escorrentía y los procesos de transporte y depósito (Figura 1.3).

El origen del carbón vegetal puede ser local (dentro de la cuenca hidrográfica), extra-local (fuera de la cuenca hidrográfica), regional, continental o global, según las condiciones de liberación, transporte y depósito. Las micro-partículas ($< 100 \mu\text{m}$) suelen transportarse a grandes distancias por el viento, reflejando la historia de incendios regionales (Blackford, 2000; Clark y Royall, 1995; Tinner et al., 1998), en cambio, las macro-partículas ($> 125 \mu\text{m}$) son más adecuadas para reconstrucciones locales (Carcaillet et al., 2001; Clark, 1988; Clark y Royall, 1995; Whitlock y Larsen, 2001).

La mayoría de los modelos para estudiar la historia de los incendios y comprender la tafonomía del CVS provienen de registros de lagos, ya que estos son más sensibles que los registros de mallines y turberas. Esta mayor sensibilidad radica en su capacidad para acumular partículas de carbón de manera más uniforme, preservar mejor los materiales orgánicos gracias a sus condiciones sedimentarias, y capturar señales de incendios de áreas más amplias, lo que proporciona un registro más completo y representativo (Conedera et al., 2009; Whitlock y Anderson, 2003). Por otro lado, los estudios sobre la historia de los incendios en mallines y turberas evitan algunos de los problemas asociados con la redepositación de sedimentos en los lagos y proporcionan una señal de incendios más específica y local. En el sur de Sudamérica existen gran cantidad de estudios de macro-partículas de carbón a partir de registros tanto de lagos como de turberas y mallines, que fueron de gran utilidad para la reconstrucción de la historia de incendios desde la transición Pleistoceno-Holoceno (por ej. Abarzúa y Moreno, 2008; Heusser, 1995; Huber et al., 2004; Markgraf et al., 2007; Moreno, 2020; Nanavati et al., 2019; Whitlock et al., 2006)

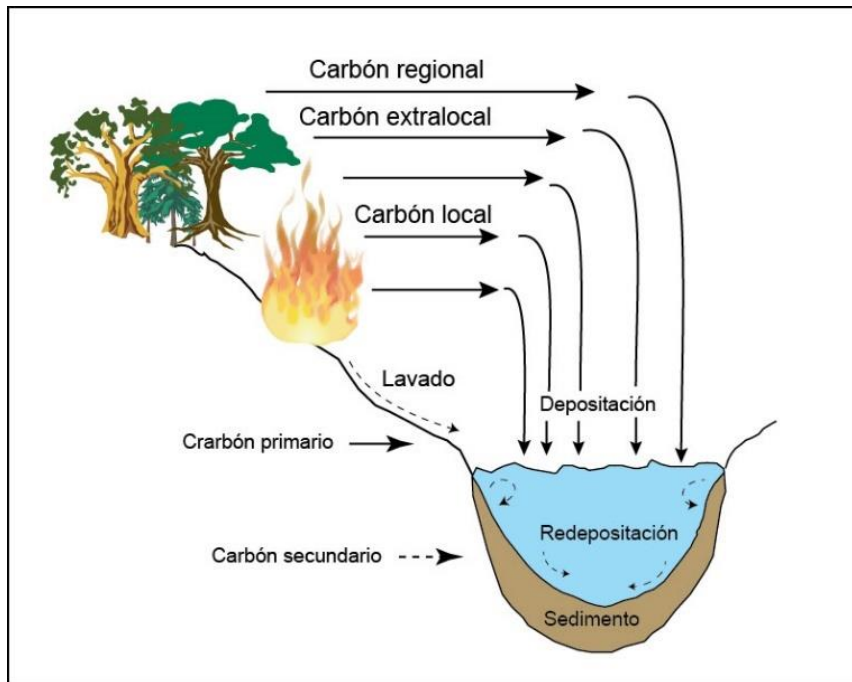


Figura 1.3. Diagrama esquemático donde se representa la producción, el transporte y la deposición del carbón vegetal en sedimentos lacustres (modificado de Conedera et al., 2009; Whitlock y Larsen, 2001)

Capítulo 2 : Características climáticas y biogeográficas de Patagonia

2.1 Contexto geográfico y geomorfológico de la región

La región Patagónica está ubicada en la parte más austral del continente americano, se extiende desde los 37°S hasta alrededor de los 55°S (Cabo de Hornos) y comprende territorios del sur de Argentina y Chile. Es la única masa de tierra continental que se encuentra en las latitudes medias del Hemisferio sur (Coronato et al., 2008). La cordillera de los Andes es el accidente geográfico más importante de la región ya que la atraviesa de norte a sur y divide a la Patagonia en los sectores, oriental y occidental incluido el límite internacional de Argentina y Chile. (Figura 2.1). Hacia el oeste, el relieve patagónico asciende desde el Pacífico hacia los Andes alcanzando alturas mayores a 3000 metros sobre el nivel del mar (m s. n. m.). Hacia el este es el ámbito del relieve mesetiforme de la Patagonia argentina recibiendo el nombre de meseta Patagónica y se extiende hasta la costa del océano Atlántico formando numerosos accidentes costeros. Esta región se caracteriza por mesetas con grandes depresiones y valles fluviales, que resultan del relleno sedimentario y volcánico de bloques tectónicos del antiguo basamento, ocurrido durante el Mesozoico y el Cenozoico (Coronato et al., 2008)

El sector andino de la Patagonia está compuesto por cadenas montañosas debido a la intensa actividad plutónica y volcánica y plegamiento terciario (Coronato et al., 2008). Ubicada en el Anillo de fuego del Pacífico es una de las regiones con considerable actividad sísmica y volcánica (Ferrán, 1995) y hay muchos volcanes activos como el Copahue, Hudson, Puyehue, entre otros.

El establecimiento de la subdivisión regional de esta porción de Sudamérica depende del criterio considerado que utilicen los autores. En función de los criterios utilizados por algunos autores, la Patagonia se subdivide en tres regiones, que son las que se utilizarán en esta Tesis:

Patagonia Norte entre los 39° y 43° S (Iglesias et al., 2012a; Masiokas et al., 2010; Villalba et al., 2003), Patagonia Central entre los 44° y 48° S (de Porras et al., 2014; Villa-Martínez y Moreno, 2021), y Patagonia sur entre los 49° y 55°S (Moreno et al., 2014).

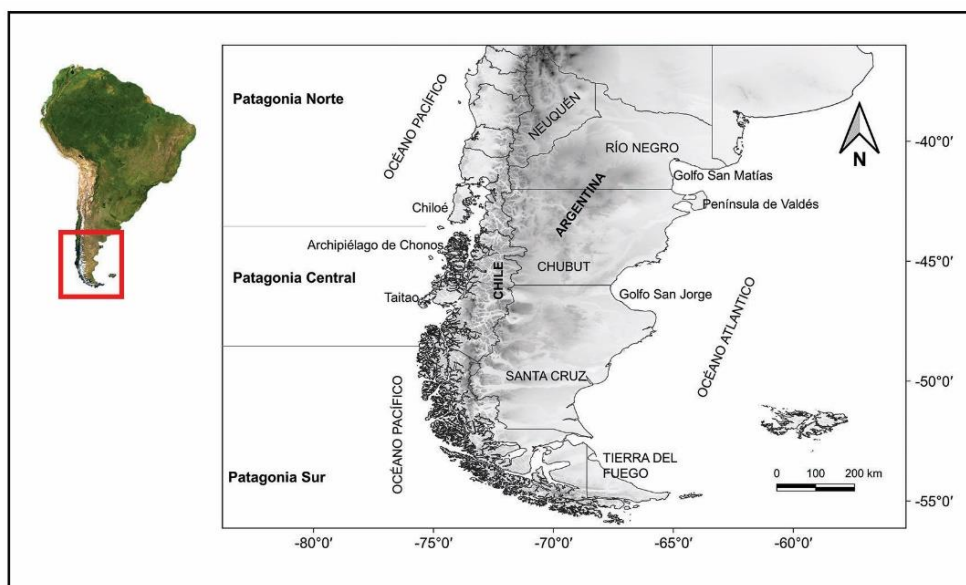


Figura 2.1. Ubicación geográfica de la Patagonia, extremo sur de América del Sur, que se extiende en latitudes intermedias del Hemisferio Sur, entre los océanos Atlántico y Pacífico.

Fisiográficamente la Patagonia Norte presenta, de oeste a este, las planicies marinas y/o fluvio-marinas, la Cordillera de la Costa, la Cordillera de los Andes y la pre-cordillera y sus estribaciones y lagos de origen glaciar. Finalmente, hacia el este se encuentran las planicies patagónicas. En los Andes, los principales materiales que forman el suelo de la región son depósitos de cenizas volcánicas que se superponen a la topografía glaciar del Pleistoceno. Los principales volcanes, son el Lanín (3776 m s. n. m.) y Tronador (3554 m s. n. m.), que se encuentran en lo alto de la cordillera. Hacia el oeste de los Andes está el Distrito de los Lagos de Chile y el archipiélago de Chiloé, que incluye unas 40 islas dispersas al sur del Seno Reloncaví hasta el Golfo Corcovado (Figura 2.2). Además, el distrito cuenta numerosos lagos de origen glaciar y en los lugares altos de la Cordillera de los Andes presenta pequeños glaciares. La zona de vulcanismo activo está asociada a la subducción de la placa de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana que se desplaza hacia el oeste (Stern, 2004) a lo largo de un estrecho arco volcánico que sigue el sistema de fallas Liquiñe-Ofqui en Chile entre los 33° y 46° S. Esta zona se denomina Zona Volcánica Sur (ZVS) y cuenta con al menos 60 volcanes activos o potencialmente activos en Chile y Argentina así como tres sistemas de calderas y numerosos centros eruptivos menores (Stern, 2004).

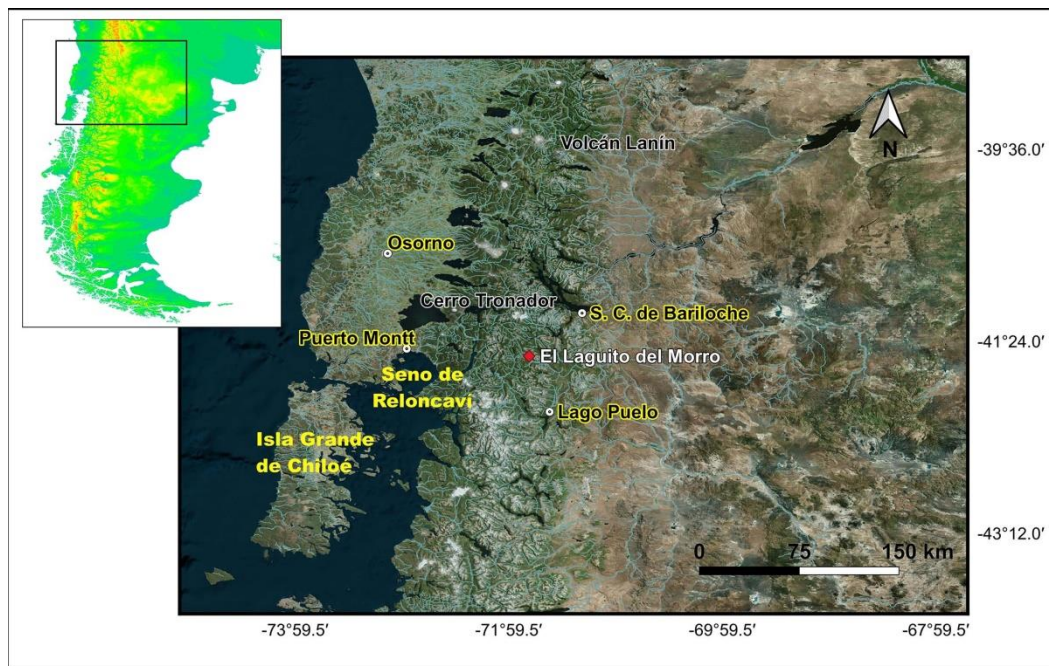


Figura 2.2. Imagen satelital de Patagonia Norte (39°-43°) mostrando las principales ciudades y la localización de El Laguito del Morro

La geomorfología de la Patagonia Central (44°S-48°S) se caracteriza por cuatro unidades principales. De oeste a este, están los archipiélagos y canales del Pacífico, la cordillera andina, que incluye volcanes y campos de hielo, la cordillera sub-andina, de baja pendiente, y extensas llanuras sedimentarias con estructuras glaciales y fluviales (Figura 2.3). El área de los archipiélagos: corresponde a la prolongación de la Cordillera de la Costa, la cual está sumergida y desmembrada, formando una densa red de canales y fiordos, que finaliza en la Península de Taitao. La cordillera andina es de topografía abrupta, con estrechas gargantas, cascadas y algunos planos depositacionales intramontanos. Hay grandes sectores cubiertos por hielo, el cual fluye en forma de glaciares hacia las partes más bajas. En el cordón Andino se encuentra la región de Aysén, ubicada en la Zona Volcánica Sur Andina, que incluye cinco grandes centros volcánicos: Melimoyu, Mentolat, Maca, Cay y Hudson. La actividad de estos volcanes es la responsable de gran parte del relleno de los valles aledaños, lo que ha influido en el desarrollo de suelos (Naranjo et al., 1993). Por último se encuentran los Cordones Subandinos Orientales y los Relieves Planiformes Orientales (Figura 2.3). El ancho y la elevación de los Andes Patagónicos centrales disminuyen significativamente a lo largo y a lo ancho de la región, lo que facilita el transporte de humedad de los Vientos del Oeste hacia las laderas orientales.

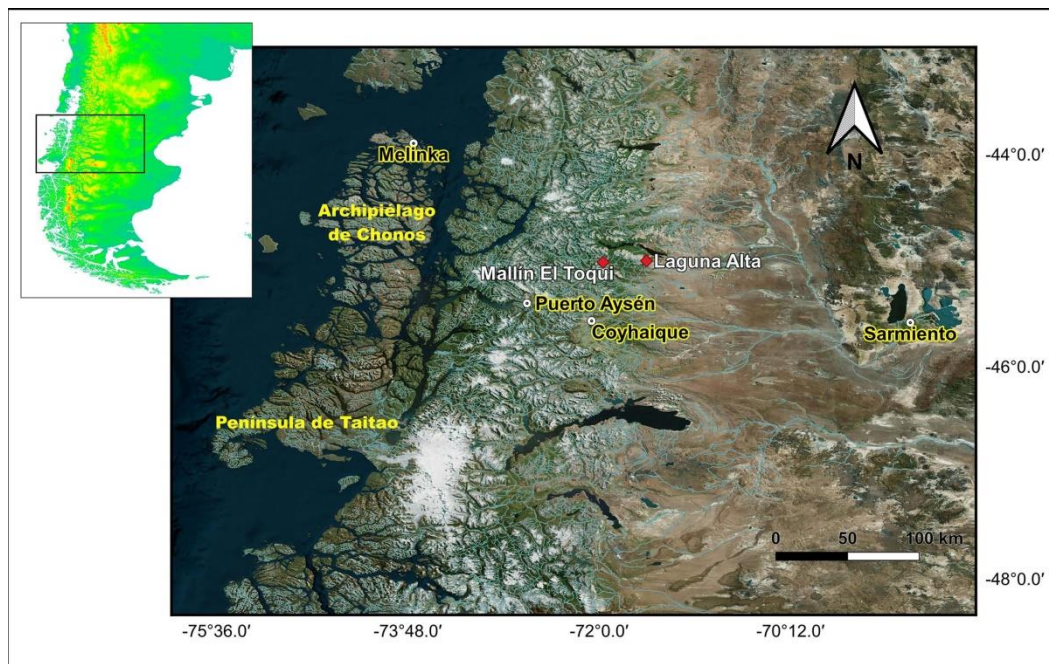


Figura 2.3. Imagen satelital de Patagonia Central (44°-48°) mostrando la localización de las ciudades principales y la localización de las secuencias sedimentarias estudiadas, Mallín El Toqui y Laguna Alta

2.2 Clima actual

De acuerdo con su ubicación latitudinal, la Patagonia se sitúa entre los anticiclones subtropicales del Atlántico y del Pacífico (30°S) y la zona de bajas presiones subpolares (60°), por lo que está íntegramente comprendida en la zona de circulación de los Vientos del Oeste (“Westerlies”) del Hemisferio Sur (Figura 2.4). Estos sistemas tienen un ciclo anual de desplazamiento latitudinal en concordancia con otros sistemas atmosféricos globales, como la Zona de Convergencia Intertropical (Miller, 1976). Durante el invierno los anticiclones semipermanentes de Pacífico y del Atlántico migran hacia el norte y durante el verano migran hacia el sur (Prohaska, 1976).

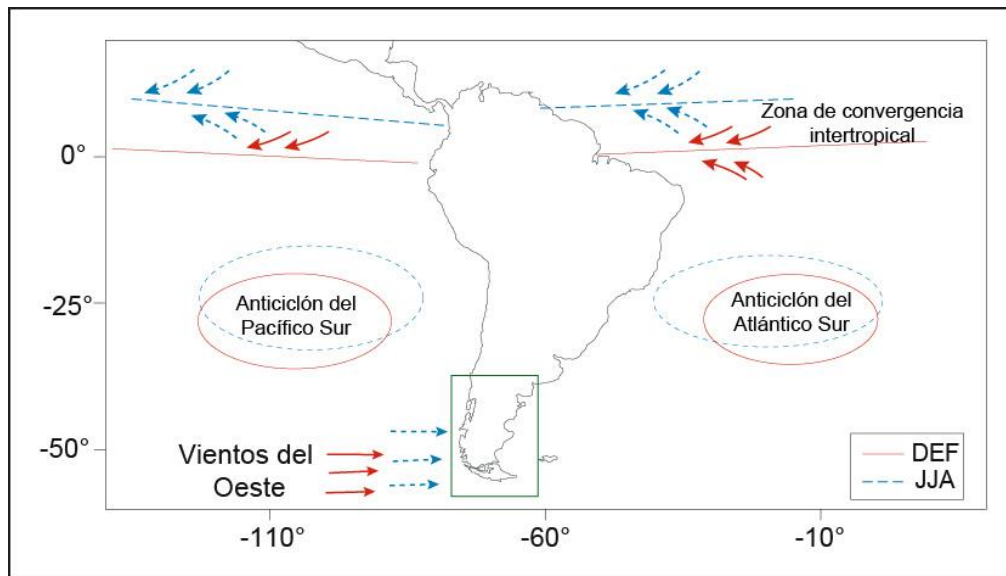


Figura 2.4. Esquema de las principales características de la circulación atmosférica de Sudamérica, especialmente para Patagonia (recuadro verde). Las líneas azul (de puntos) y roja representan los límites para junio-julio-agosto (JJA) y diciembre-enero-febrero (DJF), respectivamente. Modificado de Cai et al., 2020.

La presencia de la Cordillera de los Andes (factor orográfico) produce una elevación de las masas de aire provenientes desde el Océano Pacífico cargadas de humedad, generando un efecto de sombra de lluvias que se manifiesta en un marcado contraste de precipitación entre el lado del Pacífico (barlovento) y el lado del Atlántico (sotavento). Por lo tanto, en el lado occidental de los Andes prevalecen condiciones muy húmedas con precipitaciones anuales promedio entre 4000 y 6000 mm. Las precipitaciones disminuyen a menos de 300 mm anuales a pocos kilómetros al este de la cordillera y a menos de 200 mm en la meseta central (Paruelo et al., 1998) (Figura 2.5).

En Patagonia, la temperatura media para el mes más frío (julio) oscila entre 0 y 4°C, mientras que para el mes más cálido (enero) oscila entre 10 y 16°C (Miller, 1976; Prohaska, 1976). Además, las temperaturas disminuyen con la altitud, reflejando un gradiente altitudinal que afecta las condiciones en los Andes. Las áreas cercanas a la costa oeste tienden a ser más templadas debido a la influencia moderadora del Océano Pacífico, mientras que las regiones más continentales y al este de la cordillera experimentan mayores amplitudes térmicas, con inviernos más fríos y veranos más cálidos. Este gradiente térmico se combina con la transición desde el bosque templado húmedo en el oeste hasta la estepa árida en el este (Figura 2.5) (Almeyda Arroyo, 1958; Gallopín, 1978).

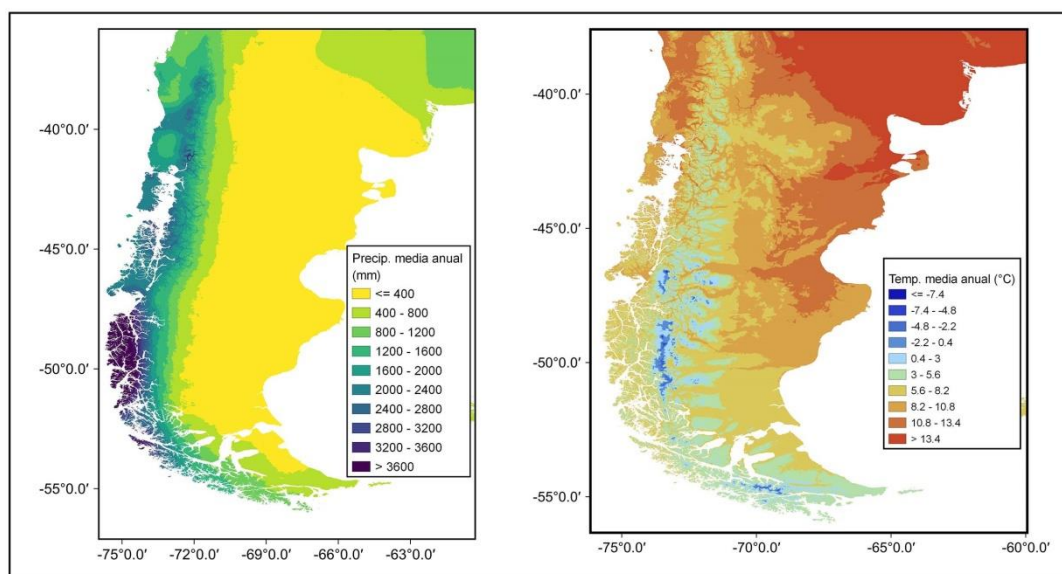


Figura 2.5. Izquierda: precipitación media anual (mm) para el período comprendido entre 1970-2000, con resolución espacial de 30". Derecha: temperatura media anual del aire (°C) para el período comprendido entre 1970-2000, con resolución espacial de 30". Fuente: WorldClim2 dataset (Fick y Hijmans, 2017; www.worldclim.org/).

2.2.1 Variabilidad climática

En la Patagonia, la variabilidad climática interanual y decadal está relacionada con las fluctuaciones de la temperatura de la superficie del mar en latitudes medias así como con las anomalías de presión asociadas a las variaciones en la intensidad y posición del anticiclón subtropical del Pacífico y los fenómenos acoplados atmósfera-oceano, tales como El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), también conocido por su acrónimo en inglés ENSO (*El Niño-Southern Oscillation*) y el Modo anular del Sur o SAM (*Southern Annual Mode*), también conocido como Oscilación Antártica (AAO por sus siglas en inglés) (Fogt y Bromwich, 2006; Thompson y Wallace, 2000).

El ENOS es un fenómeno climático acoplado océano-atmósfera que se caracteriza por fluctuaciones irregulares (periodicidad de 2 a 7 años) entre condiciones cálidas y frías en el Pacífico ecuatorial, junto con otras anomalías climáticas globales. En el sur de Sudamérica, durante la fase cálida (El Niño), el otoño, el invierno y la primavera tienen precipitaciones por encima del promedio. En cuanto a las temperaturas, en verano y primavera suelen ser inferiores al promedio registrado. Durante la fase opuesta a El Niño, denominada La Niña, se invierten las condiciones de presión atmosférica y temperatura por lo que en el sur de Sudamérica los inviernos y las

primaveras tienden a ser más secas, y los veranos y primaveras más cálidos que lo normal (Garreaud et al., 2009; Montecinos y Aceituno, 2003).

El SAM, es un patrón de variabilidad climática que describe el desplazamiento norte-sur del cinturón de Vientos del Oeste que circulan alrededor de la Antártida. Está caracterizado por fases positivas y negativas. Durante la fase positiva, se presentan anomalías de presión negativas en altas latitudes ($\sim 65^\circ$ S) y anomalías de presión positivas en latitudes medias ($\sim 45^\circ$ S). Estos cambios están asociados a la intensificación del anticiclón del Pacífico Sur Oriental, y por ello, con una disminución en la precipitación en latitudes medias. Lo inverso se observa para la fase negativa (Garreaud et al., 2009).

2.3 Características generales de la vegetación

Debido a las condiciones climáticas y geomorfológicas, existe una gran variedad de comunidades vegetales actuales. El pronunciado gradiente de precipitación, junto con el enfriamiento adiabático y la mayor continentalidad hacia el este (Sección 2.2), influyen en la distribución y composición de las plantas, induciendo la zonificación altitudinal, latitudinal y longitudinal de las comunidades de plantas en la Patagonia. Sumado a la heterogeneidad geomorfológica, hidrológica y edáfica, la vegetación patagónica es variada y posee gran riqueza florística. En ella se encuentran representadas el 65 % de las familias presentes en el Cono Sur (FAO, 2004). Las mayores diferencias, tanto en la fisonomía como en la abundancia relativa de las especies dominantes, analizadas a escala de provincias y distritos fitogeográficos, son explicadas principalmente por las precipitaciones anuales, mientras que los otros factores influyen en las diferencias que a nivel local muestran los principales biomas.

La vegetación a lo largo de la costa del Pacífico en la parte de Chile central (33° S- 35° S) se caracteriza por matorrales esclerófilos y bosques bajos. Bordeando esta zona por el sur, se ubica el distrito de los bosques deciduos templado-cálidos de *Nothofagus*. A partir de los 37° dominan los bosques lluviosos templados en la vertiente occidental más húmeda de los Andes. Entre los 37° - 43° domina el bosque lluvioso Valdiviano, entre los 43° - 47° predomina el bosque húmedo Nordpatagónico, y al sur de los 47° se extienden los bosques lluviosos Magallánicos (Gajardo, 1994; Veblen et al., 1983). Con la disminución de las precipitaciones hacia el este los bosques lluviosos son reemplazados por bosques deciduos de *Nothofagus*, bosques abiertos y matorrales, hasta la estepa Patagónica, con condiciones extremadamente áridas, dominadas por principalmente Poaceae (Figura 2.6) (Cabrera, 1971; Gajardo, 1994; Leon et al., 1998; Roig, 1988).

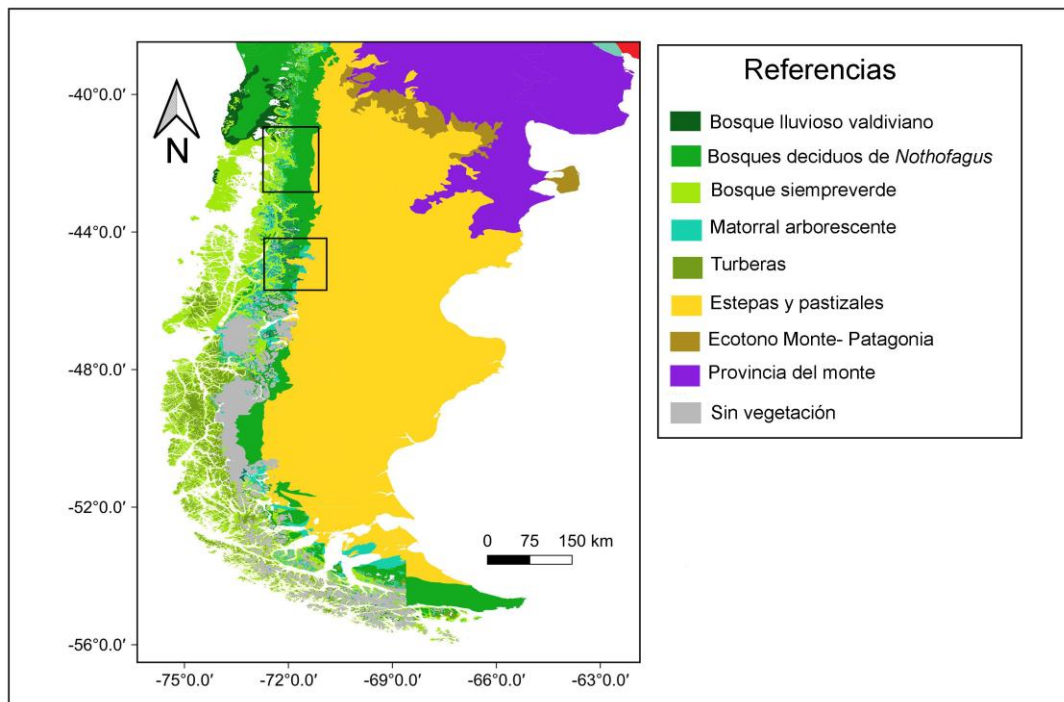


Figura 2.6. Mapa de la distribución de la vegetación de Patagonia. Modificado a partir de (Cabrera, 1971; Gajardo, 1994; Leon et al., 1998; Luebert y Pliscoff, 2006; Oyarzabal et al., 2018). Las áreas de estudios abordadas en esta Tesis se encuentran indicados mediante dos recuadros

Capítulo 3 : Historia de la vegetación y de los incendios desde el período Glacial Post-Glacial, en Patagonia Norte.

Implicaciones para el Holoceno Tardío

3.1 Antecedentes

Las comunidades vegetales modernas de la Patagonia Norte se distribuyen a lo largo de un pronunciado gradiente de precipitación oeste-este a través de los Andes. La composición de especies de estas comunidades cambia a lo largo de este gradiente, pasando de los bosques lluvioso-templados en el oeste, que forman parte de los denominados bosques subantárticos o andino-patagónicos según distintas clasificaciones biogeográficas, hasta la estepa patagónica en el este, una formación distinta caracterizada por su vegetación xerófila (Cabrera, 1971; Luebert y Pliscoff, 2006; Oyarzabal et al., 2018). Existe abundante bibliografía en la que se relacionan los patrones de vegetación con los gradientes ambientales (por ejemplo, Bertiller et al., 1995; Lazarina et al., 2019; Whittaker, 1956). Sin embargo, la investigación sobre la historia de la vegetación y la influencia de los incendios en las variaciones espaciales y temporales de la vegetación a lo largo de estos gradientes ambientales ha recibido menos atención. Estudios de múltiples secuencias fósiles en Patagonia Norte han permitido reconstruir la secuencia de cambios en los ecosistemas de estos bosques desde la Transición Glacial-Post-Glacial iniciada ca. 18.000 años cal AP (Markgraf y Bianchi, 1999; Moreno et al., 1999).

En Patagonia Norte, al este de los Andes, la mayoría de las investigaciones sobre la historia de la vegetación, se han focalizado principalmente en el ecotono estepa-bosque, donde los bosques de *Nothofagus* son dominantes. Este ecotono es especialmente vulnerable a los cambios en el clima, los disturbios y el uso de la tierra (Iglesias et al., 2012a; Iglesias y Whitlock, 2014; Kitzberger et al., 1997; Kitzberger y Veblen, 1999; Whitlock et al., 2006).

Por otro lado, en Patagonia Norte se ha estudiado y discutido la relación entre la abundancia del material combustible del sotobosque, la apertura del dosel y el régimen de incendios, a través de estudios dendrocronológicos. Estos estudios consideran el efecto del régimen de incendios sobre el ecosistema forestal (Holz et al., 2017; Kitzberger, 2012; Kitzberger et al., 2016). Otros estudios, basados en registros estratigráficos de carbón y/o anillos de árboles, también han demostrado fuertes asociaciones entre la ocurrencia de incendios y la variación climática en escalas interanuales a multidecadales (Kitzberger et al., 1997; Kitzberger y Veblen, 1997).

El estudio de la actividad del fuego en el pasado se ha convertido en un foco de investigación en esta región. Durante décadas, el análisis de polen y carbón vegetal en secuencias sedimentarias han documentado cambios en los regímenes de incendio, la vegetación y el clima desde el Pleistoceno Tardío (Bianchi y Ariztegui, 2011; Iglesias et al., 2014, 2012b; Markgraf, 1984; Whitlock et al., 2006). Si bien estudios previos de carbón vegetal sedimentario han documentado cambios a largo plazo en la frecuencia de los incendios aún son escasos los estudios de alta resolución (que permiten identificar cambios interdecadales) en los que se investiguen las interacciones entre el clima, los incendios y la vegetación a lo largo del gradiente bioclimático oeste-este en esta región. Estos estudios están concentrados en el bosque lluvioso Valdiviano y bosque siempreverde de la vertiente occidental de la cordillera de los Andes y dentro del ecotono bosque-estepa al este. Las investigaciones de secuencias polínicas fósiles y de carbón vegetal sedimentario dentro de los bosques húmedos en la ladera oriental de los Andes tienen pocos antecedentes (Álvarez-Barra et al., 2022; Bianchi et al., 2023; Bianchi y Ariztegui, 2011).

Aunque el enfoque principal de esta tesis está en el Holoceno Medio- Tardío, en este capítulo, se extendió el análisis a los últimos 13.200 años cal AP debido a la disponibilidad de muestras obtenidas en el sitio de estudio. Este período adicional permitió aprovechar los registros obtenidos y ofrecer una visión más completa de las tendencias en la vegetación y los incendios, lo que contribuye a una interpretación más robusta de los cambios observados durante el Holoceno Tardío.

En este contexto, los objetivos particulares que se desarrollarán en este capítulo son

- a) Reconstruir la historia de la vegetación a lo largo del gradiente bioclimático oeste-este entre los 41-43° latitud sur en base a los registros de polen y de carbón de sedimentos lacustres, durante los últimos 12.300 años cal AP.
- b) Describir el régimen de incendios de la Cuenca del Río Manso Inferior analizando partículas de carbón vegetal sedimentario del sitio El Laguito del Morro, durante el mismo período de estudio.
- c) Analizar la influencia del impacto antrópico en la vegetación y el régimen de incendios durante distintos momentos de poblamiento (pueblos originarios, colonización europea, pobladores actuales) en las cuencas estudiadas: Cuenca del Seno de Reloncavi, del Río Manso Inferior, del Río Manso Medio, del Lago Nahuel Huapi.
- d) Evaluar la influencia de las variaciones climáticas en la interacción vegetación-fuego a lo largo del gradiente oeste-este en el Holoceno Tardío.

3.2 El clima en Patagonia Norte

Debido a su ubicación geográfica, los principales forzantes climáticos de la Patagonia Norte son: el anticiclón semipermanente del Pacífico, centrado alrededor de los 30° S (que a su vez está relacionada con el ENOS), el cinturón de bajas subpolares, ubicado aproximadamente a los 60°S y la barrera montañosa de los Andes en dirección Norte-Sur (Figura 2.4). A su vez, toda el área se encuentra bajo la influencia de la circulación atmosférica de los Vientos del Oeste, que determina el transporte de masas de aire húmedo desde el Océano Pacífico (Garreaud et al., 2009). El aire húmedo transportado por los Vientos del Oeste es “bloqueado” por la cordillera de los Andes lo que provoca el ascenso de las masas de aire a lo largo de las laderas del oeste de los Andes produciendo una precipitación orográfica (Garreaud, 2009, 2007).

En Patagonia Norte, las variaciones estacionales y anuales de precipitación están fuertemente relacionadas con los cambios en la intensidad y la posición latitudinal del Anticiclón del Pacífico, que afecta la trayectoria de tormenta de los Vientos del Oeste. La precipitación máxima ocurre durante los meses de otoño e invierno (entre el 40 y 70 %; Garreaud et al., 2009) cuando el Anticiclón del Pacífico Sur está desplazado hacia el norte y favorece la actividad frontal asociada a los Vientos del Oeste. En cambio durante el verano, el Anticiclón del Pacífico es más intenso y se encuentra desplazado hacia el sur, lo que impide que las masas de aire húmedo lleguen al norte de la Patagonia, provocando condiciones secas. Por lo tanto en la Patagonia Norte los veranos (diciembre a marzo) son secos y suaves, y los inviernos son fríos, con un período de precipitación relativamente largo (con precipitaciones de nieve por arriba de los 1000 msm).

En la Patagonia Norte la variabilidad climática interanual esta predominantemente asociada con el ENOS y el SAM (Garreaud, 2007; Garreaud et al., 2009; Montecinos y Aceituno, 2003). Durante los eventos de El Niño (la fase cálida de la Oscilacion del Sur), la presión es anormalmente baja sobre el sector oriental del Pacífico y se produce un debilitamiento del anticiclón semipermanente del Pacífico sur. Este fenómeno favorece un aumento de las precipitaciones en los meses de invierno (JJA) y una reducción general en las precipitaciones de verano, con una temperatura del aire superficial más cálida respecto de los valores climáticos promedio. Durante los eventos La Niña, la presión sobre el Pacífico oriental es mayor y el Anticiclón semipermanente del Pacífico sur se fortalece y migra hacia el sur (Aceituno, 1988), lo

que provoca anomalías negativas de las precipitaciones en invierno (JJA). De igual forma, durante la fase positiva del SAM, la presión superficial en la Antártida es más baja de lo normal (anomalías negativas de presión en el polo sur) favoreciendo un desplazamiento hacia el sur de los Vientos del Oeste. Esto se correlaciona con temperaturas más cálidas y precipitaciones más bajas en las latitudes medias (Garreaud et al., 2009).

3.3 Contexto geomorfológico de la región

Geomorfológicamente la Patagonia Norte (40° y 43° de latitud sur) se divide de oeste a este a través de la Cordillera de los Andes. Hacia el oeste, esta región comprende una estrecha planicie costera, fiordos, archipiélagos, islas e islotes. La cordillera principal andina se compone de cadenas montañosas (entre 1600 y 1900 msnm) con orientación norte-sur, separadas por profundos valles paralelos y transversales. Finalmente, hacia el este se extienden las mesetas patagónicas (Figura 3.1).

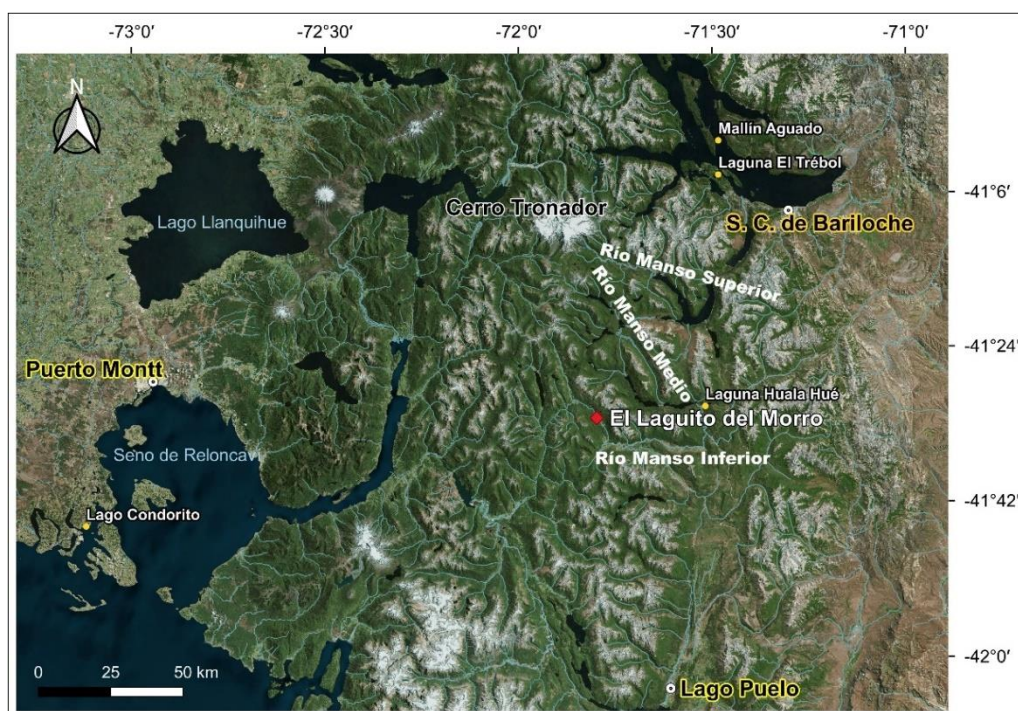


Figura 3.1. Principales geoformas y cuencas hidrográficas del área de estudio. Los círculos amarillos corresponden a los registros polínicos analizados en éste capítulo.

3.4 Distribución de la vegetación en Patagonia Norte

Los patrones de distribución de la vegetación para esta región (39°-43°S) están controlados por el fuerte gradiente de precipitación y la variación altitudinal de la temperatura (Figura 3.2).

Al oeste de la Cordillera de los Andes, cerca del océano Pacífico y en el Valle Central de Chile, por debajo de los 400 m s. n. m., se extiende el Bosque lluvioso valdiviano, dominado por *Nothofagus dombeyi* y especies acompañantes como *Eucryphia cordifolia*, *Drimys winteri*, *Podocarpus salignus*. El Bosque lluvioso nodpatagónico o Bosque siempreverde (Gajardo, 1994) se ubica entre los 400–1100 m s. n. m., en lugares más húmedos y fríos en donde las especies dominantes son coníferas resistentes al frío, de la familia Podocarpaceae (*Podocarpus nubigena*, *Saxegothaea conspicua*) y Cupressaceae (*Fitzroya cupressoides*, *Pilgerodendron uvifera*). El Bosque deciduo subantártico es un bosque típico de altitud (1000–1200 m s. n. m.), cercano a la línea de árboles andinos, y las especies dominantes son *Nothofagus pumilio* y *Nothofagus antarctica* (Gajardo, 1994; Schmithüsen, 1956; Villagrán, 1980) (Figura 3.3).

En la vertiente oriental de la Cordillera de los Andes, se extiende la Provincia Subantártica que se encuentra dentro del Dominio Subantártico (Cabrera, 1971). La vegetación zonal está representada por la selva pluvial templada y el bosque caducifolio de *Nothofagus* (Oyarzabal et al., 2018). La selva pluvial templada ocupa una franja muy reducida y discontinua en Argentina, cercana al límite con Chile, en Neuquén, Río Negro y Chubut. Se encuentra a 600 m s. n. m., a orillas de lagos o valles y la precipitación anual supera los 4000 mm. La especie característica dominante es *Nothofagus dombeyi*. Además se encuentran especies acompañantes de la familia Poaceae (*Chusquea culeou*), varias especies parásitas del género *Misodendrum*, y coníferas como *Podocarpus nubigenus*, *Pilgerodendron uviferum*, *Saxegothaea conspicua* (Cabrera, 1971). El bosque caducifolio de *Nothofagus* se encuentra en la porción más oriental de la Provincia Subantártica. Las especies características son el *N. pumilio*, *N. antarctica* y *Austrocedrus chilensis*. El bosque de *N. pumilio* crece cerca de los 1400 – 1800 m s. n. m., y se extiende hacia el oeste por encima de la selva pluvial templada. Por encima de los 1400 m s. n. m. el *N. pumilio* toma forma achaparrada e incluso rastrera. En las zonas bajas y húmedas se encuentran los bosques de *N. antarctica*. Finalmente cerca del ecotono bosque-estepa y en la porción más al este, crecen los bosques de *Austrocedrus chilensis* formando bosques abiertos con gramíneas y arbustos bajos. Estos bosques llamados bosques de transición o matorrales están acompañados por un estrato arbustivo con especies

como *Discaria articulata*, *Lomatia hirsuta*, *Maytenus boaria* y *Schinus patagonicus* (Figura 3.2).

Finalmente, hacia el este, en la Provincia fitogeográfica Patagónica (dominio Andino-Patagónico), la precipitación oscila entre 100 y 270 mm anuales. La vegetación dominante es la estepa arbustiva o la estepa herbácea, con formas extremas de adaptación al viento y a la sequía (Oyarzabal et al., 2018) (Figuras 3.2 y 3.3).

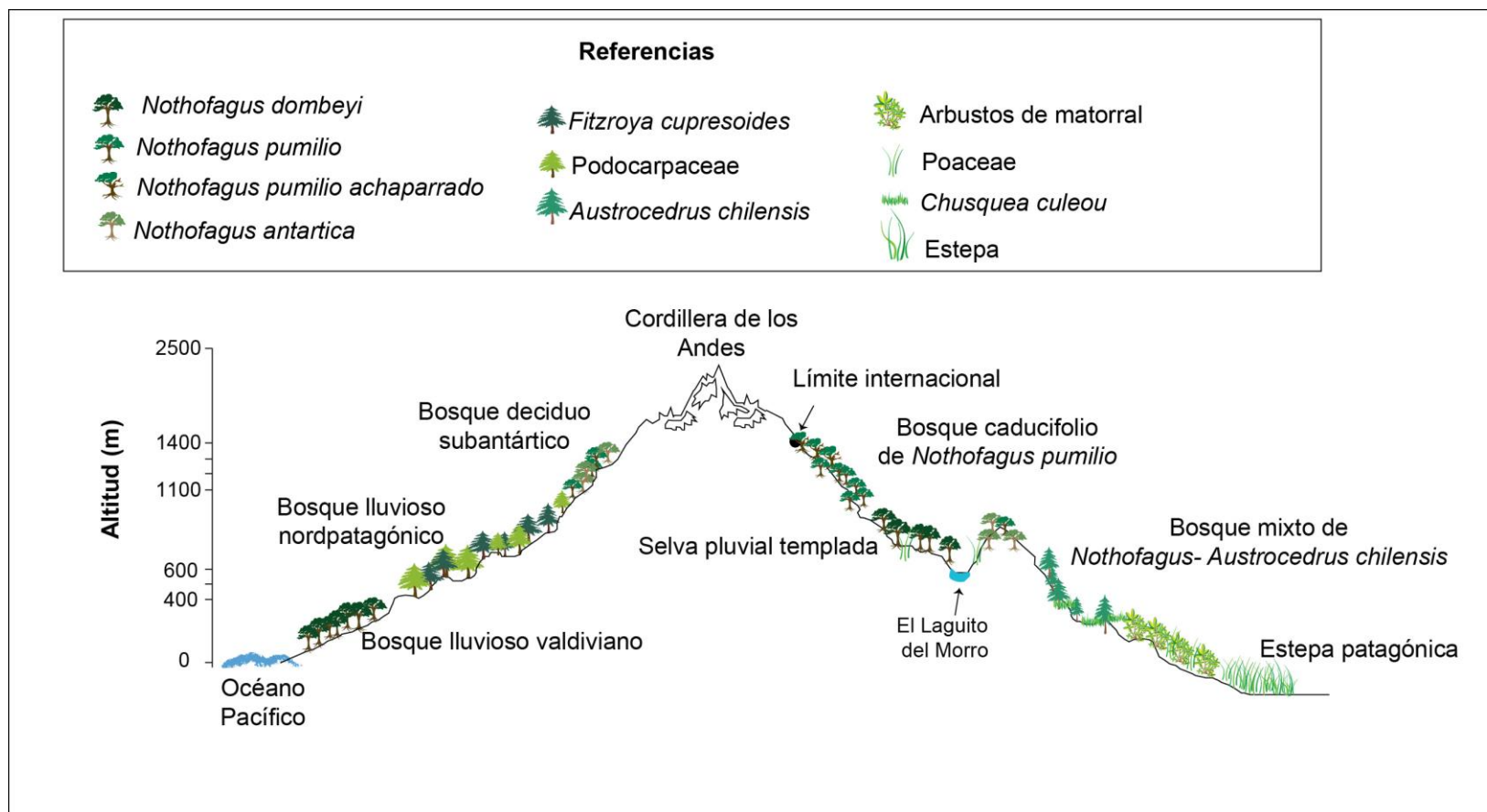


Figura 3.2. Perfil de la vegetación a lo largo de una transecta oeste-este (41°S), que muestra las diferentes unidades de vegetación nombradas en este capítulo y el sitio de muestreo El Laguito del Morro (Gajardo, 1956; Villagran, 1980; Cabrera, 1971; Oyarzabal et al., 2018)

3.5 Localización y caracterización del sitio El Laguito del Morro

El Laguito del Morro (41° 31' 54.0 S, 71°48' 25.2 W) es un pequeño lago de aproximadamente 6 m de profundidad, que se encuentra en la cuenca del río Manso Inferior (Figura 3.1) a una altitud de 505 metros. Es de origen glaciar y está alimentado por aguas subterráneas.

El río Manso se divide en Manso Superior, Manso Medio y Manso Inferior. Este último es el principal afluente del río Puelo y tiene una derivación al Océano Pacífico (Figura 3.1). Hacia la cordillera de los Andes, en el valle del Río Manso, se registran valores de precipitación media anual superiores a los 3000 mm y hacia el este la precipitación es inferior a los 800 mm. La temperatura media anual en el valle es de 8,1°C, y varía de 2,5°C en julio a 14°C en enero. Se observa un gradiente térmico a lo largo del valle con temperaturas anuales que disminuyen de 7,6°C en el Lago Mascaradi, a 4,3°C en la elevación de 1411 m (41°20'S, 71°32'O) (<http://www.cricyt.edu.ar>). El clima húmedo de la región y los 2000 mm de precipitación anual provenientes del océano Pacífico permiten la entrada de taxones de selva pluvial templada al valle.

La vegetación dominante es el bosque húmedo de *Nothofagus dombeyi* con algunas especies pertenecientes a la selva pluvial templada. También se encuentran algunos árboles dispersos de *Austrocedrus chilensis*, y *Fitzroya cupressoides* que representan remanentes de poblaciones más extensas, que fueron eliminadas durante el siglo XIX (Armesto et al., 1995; Otero, 2006). En el sendero que se dirige hacia el lago crecen árboles y arbustos como *Lomatia hirsuta*, *Discaria chacaye* y *Colletia spinosissima*, producto del impacto humano. El lago se encuentra rodeado en su mayor parte por una turbera de *Sphagnum magellanicum*, arbustos de *Escallonia virgata*, *Gaultheria pumila* y helechos varios (Figura 3.4, A, B, C, D, E y F). En el borde de la turbera del lago, crecen helechos epífitos (Polypodiaceae), el árbol higrófilo *Myrceugenia exsucca*, y el bambú *Chusquea culeou*.

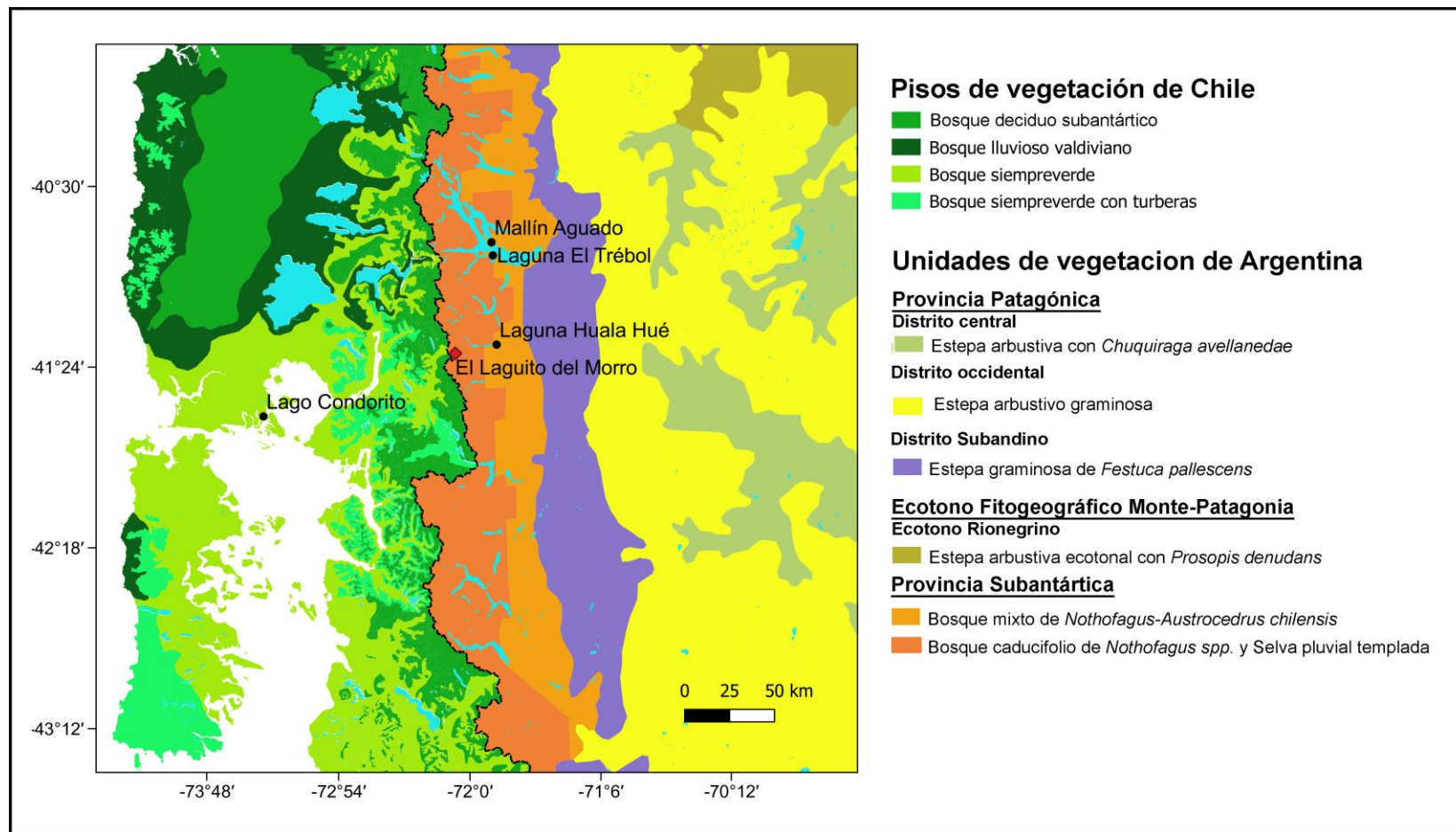


Figura 3.3. Mapa de la vegetación de Patagonia Norte. Modificado a partir de Cabrera, 1971; Gajardo, 1994; Leon et al., 1998; Luebert y Plissock, 2006; Oyarzabal et al., 2018



Figura 3.4. Fotografías de El Laguito del Morro con la vegetación dominante A, B, D, E y F, bosque per-húmedo de *Nothofagus dombeyi* y manchones de turba. C) detalle turbera de *Sphagnum magellanicum*

3.6 Metodología

3.6.1 Trabajo de campo

Durante el 2012, se extrajeron siete testigos sedimentarios de El Laguito del Morro (LAMO 01 - 07), desde una plataforma flotante en el centro del lago, con un muestreador Livingstone a pistón. Se tomaron múltiples muestras de éstas secuencias sedimentarias para asegurar la continuidad de la estratigrafía y obtener material suficiente para realizar diversos análisis. Estas, fueron envueltas en el campo en papel film y colocadas dentro de tubos de pvc para protegerlas de la contaminación y de la oxidación. Posteriormente fueron trasladadas al Museo Argentino de Ciencias Naturales “Bernardino Rivadavia” para su correspondiente descripción y submuestreo. Durante esta misma campaña se realizaron relevamientos de la vegetación en la zona y se recogieron ejemplares para la confección de un herbario. En el mes de marzo de 2017 se realizaron en el área censos de vegetación y recolección de ejemplares para complementar la información disponible.

3.6.2 Análisis de los testigos sedimentarios

En el laboratorio, los testigos fueron abiertos y se realizaron cortes longitudinales. Se llevó a cabo la descripción detallada de la estratigrafía y la litología, se tomaron fotografías y muestras para los análisis de polen y carbón vegetal sedimentario (CVS). Todos los análisis de esta Tesis se realizaron utilizando los testigos LAMO 01(10,25 m) y LAMO 07 (9,68 m).

3.6.3 Litología

La descripción litológica de los testigos sedimentarios está representada en la sección 3.7.1, y fue realizada en base a las características visuales, color, tamaño de grano de los sedimentos. Las secuencias fueron correlacionadas con base en el análisis de susceptibilidad magnética que se midió a intervalos contiguos de 0,5 cm usando un sensor puntual Bartington MS3, directamente en la superficie. La susceptibilidad magnética indica el grado de sensibilidad a la magnetización de un material influenciado por un campo magnético. Todos los materiales pueden clasificarse según su comportamiento a la exposición a un campo magnético

externo. Este comportamiento puede ser calificado y cuantificado, lo que permite obtener las mediciones magnéticas de los minerales. Los datos obtenidos se utilizaron como una aproximación a la concentración mineral magnética del sedimento (Gedye et al., 2000), lo que proporcionó información sobre la entrada al lago de sedimentos clásticos alóctonos producto de la erosión y de las erupciones volcánicas.

Los niveles de tefra se caracterizaron por presentar altos valores de susceptibilidad magnética. Por lo tanto, se procedió a corregir y ajustar la profundidad de los testigos excluyendo las capas de ceniza volcánica y tefra con un espesor de más de 1 cm, asumiendo que estas capas se depositaron en un lapso de tiempo insignificante. Posteriormente, los testigos fueron trasladados al Laboratorio de Paleomagnetismo y Magnetismo ambiental (Instituto de Física Arroyo Seco – IFAS, Tandil, Argentina) donde fueron almacenados en cámara fría, a 4°C.

3.6.4 Cronología

Las cronologías proporcionan escalas temporales para los eventos y facilitan la comparación y correlación entre diferentes secuencias estratigráficas. Con el objetivo de obtener una cronología precisa y adecuada, se tomaron muestras en ambos testigos (LAMO 01 y LAMO 07), de macrofósiles vegetales para los fechados radiocarbónicos. Se obtuvieron siete fechados radiocarbónicos (^{14}C) ($^{14}\text{CHRONO}$ Centre, Queen's University, Belfast, UK). Dado que la edad radiocarbónica no puede utilizarse directamente como edad cronológica debido a las variaciones en la concentración de ^{14}C en la atmósfera, es necesario convertir la edad radiocarbónica en años calendario. Para ello, las dataciones fueron calibradas con la curva de calibración del Hemisferio Sur (SHCal13) (Blaauw, 2010). Posteriormente se confeccionó un modelo de edad-profundidad aplicando una regresión polinomial de orden 4 con el software Clam 2.2 (Blaauw, 2010) (Tabla 3.1).

Labo ID	Prof. superior (cm)	Prof. inferior (cm)	Edad ¹⁴ C AMS	±	Años cal AP
UBA-26969	148	149	1229	25	1123
UBA-26970	398	399	3816	35	4154
UBA-29133	481	482	4628	53	5226
UBA-26971	557	558	5386	42	6156
UBA-26972	649	650	7648	33	8319
UBA-20549	767	768	10790	63	12466
UBA-29134	812	813	11316	49	13182

Tabla 3.1. Dataciones radiocarbónicas y calibradas de El Laguito del Morro.

3.6.5 Análisis polínico

El submuestreo, el recuento polínico y el cálculo de valores porcentuales y tasas de acumulación de los taxones polínicos identificados de El Laguito del Morro fueron descriptos y realizados por la Dra. María Martha Bianchi y están publicados en Bianchi et al., 2023 y Giaché y Bianchi, 2018.

Análisis de los datos polínicos

Se contabilizaron 107 muestras de polen. Los recuentos polínicos fueron ingresados en el software TILIA 2.6.1 (Grimm, 2019) para realizar los análisis estadísticos y los diagramas de polen.

Para facilitar la interpretación y análisis de los datos, los taxones polínicos se agruparon de acuerdo a sus afinidades ecológicas según Bianchi et al., 2023 (Tabla 3.2). Se calculó el porcentaje de cada taxón a partir de la suma polínica (recuento total de granos de polen terrestres por muestra) de cada muestra, sin incluir a las formas acuáticas, palustres e indeterminadas. El porcentaje de los taxones excluidos, de las esporas de pteridofitas y de las algas fue calculado por separado a partir de la suma total de palinomorfos reconocidos incluyendo polen y esporas de plantas terrestres y acuáticas.

Se calculó la tasa de acumulación de polen (PAR, granos cm⁻² año⁻¹) para diferentes tipos polínicos agrupados de acuerdo sus afinidades ecológicas: *Nothofagus*, hierbas y arbustos de sotobosque, bosque húmedo, Poaceae, arbustos de matorral, hierbas de impacto, estepa altoandina, acuáticas y palustres. Para facilitar la descripción y la correlación de los datos se identificaron zonas polínicas aplicando el algoritmo matemático Cluster Analysis, CONISS (Grimm, 2019),

incorporado dentro del software TILIA. Los resultados del Cluster Analysis, CONISS son mostrados gráficamente como un dendrograma en el diagrama polínico (ver resultados).

La riqueza palinológica se calculó mediante un análisis de rarefacción con el software Psimpoll 4.27 (Bennett, 2003), utilizando un recuento estándar de 300 granos de polen terrestre. Este análisis estima la riqueza de tipos polínicos en función del recuento polínico más pequeño del grupo de muestras que se comparan (Birks y Line, 1992).

Bosque húmedo	Hierbas y arbustos del sotobosque	Arbustos del matorral	Estepa alto-andina	Hierbas de impacto	Acuáticas y palustres
<i>Saxegothaea conspicua</i> <i>Tristerix tetrandrus</i> Aristotelia Cunnoniaceae <i>Drimys</i> Hydrangea/Azara Oenoteraceae/ <i>Fuchsia</i> <i>Myoschilos oblongum</i> <i>Aextoxicum punctatum</i> <i>Pseudopanax</i> <i>Embothrium coccineum</i> Asclepiadaceae <i>Nothofagus</i> tipo <i>obliqua</i> <i>Ribes</i> <i>Berberis</i>	Solanaceae Apiaceae Violaceae <i>Valeriana</i> Gentianaceae Geraniaceae <i>Gunnera</i> <i>Galium</i> Urticaceae Primulaceae Hypericum Ranunculaceae Apiaceae Fabaceae Liliaceae <i>Rubus</i> Muticieae	<i>Lomatia</i> <i>Maytenus</i> <i>Discaria</i> Rhamnaceae <i>Schinus</i> Verbenaceae	<i>Acaena/Alchemilia</i> Caryophyllaceae <i>Quinchamalium</i> <i>Ephedra</i> Euphorbiaceae Asteraceae/Asteroideae	Asteraceae tipo hypochaeris <i>Rumex</i> Brassicaceae <i>Plantago</i> <i>Tripholium</i> Chenopodiaceae <i>Oxalis</i>	Monocotyledoneae Cyperaceae <i>Gaultheria</i> Juncaceae/ <i>Triglochin</i> <i>Escallonia</i> <i>Sphagnum</i>

Tabla 3.2. Taxones polínicos con valores reunidos en grupos ecológicos para la secuencia de El Laguito del Morro

3.6.6 Análisis de Carbón vegetal sedimentario (CVS)

Muestreo y procesamiento

Se tomaron muestras^a de sedimento de 1 cm³ a intervalos contiguos de 1 cm. Las muestras se colocaron en una solución defloculante (2% de hexametáfosfato de sodio) y se dejaron reposar por un mínimo de 48 horas. A continuación, se filtraron bajo agua con un tamiz de 125 µm de apertura de malla y se colocaron en frascos. El material recuperado se colocó en cápsulas de Petri para realizar el conteo e identificación de partículas de carbón^b. Las partículas de CVS fueron identificadas al microscopio estereoscópico con magnificación de 10x-40x, considerando el color, la morfología y la textura. Durante la identificación de las partículas, se discriminó entre carbón vegetal sedimentario leñoso y herbáceo (Figura 3.5).

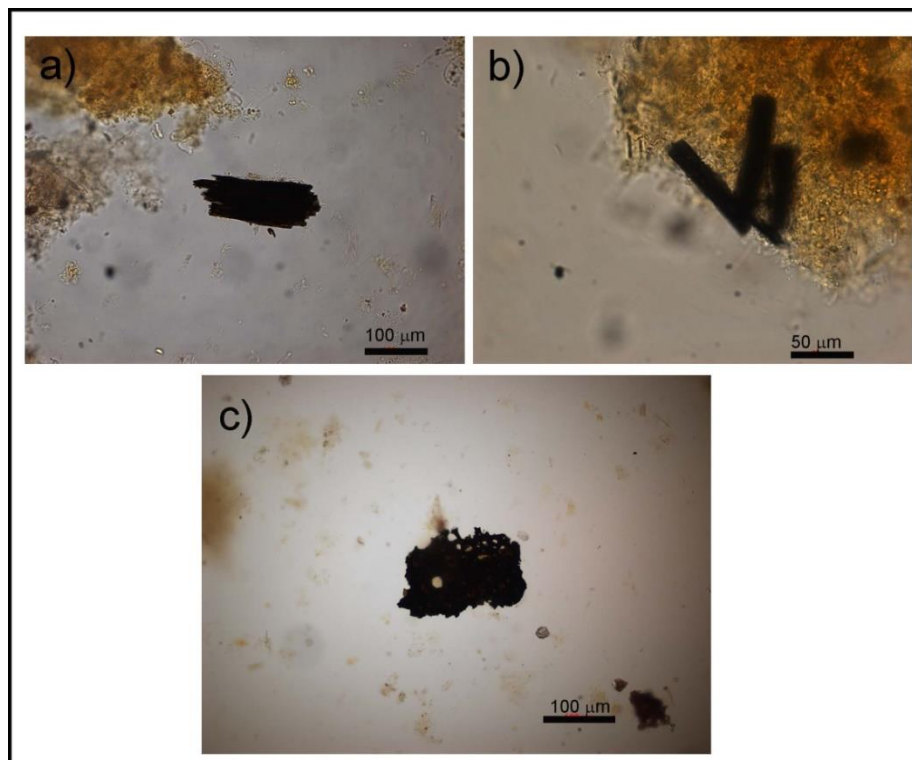


Figura 3.5. Diferentes tipos de carbón vegetal sedimentario tomados del registro de la secuencia de El Laguito del Morro. a) y b) partículas de carbón vegetal sedimentario leñoso. C), carbón vegetal sedimentario de gramíneas.

^a Muestras Tomadas en el laboratorio de Paleomagnetismo y Magnetismo ambiental (Instituto de Física Arroyo Seco – IFAS, Tandil, Buenos Aires, Argentina)

^b Procedimiento realizado en el Laboratorio del Instituto Nacional de Antropología y Pensamiento latinoamericano. Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.

Métodos de análisis de datos de CVS

Para cada muestra, el número de partículas de CVS identificadas bajo lupa fue convertido en valores de concentración (número de partículas/cm³) y en tasas de depositación de carbón dividiendo la concentración por el tiempo de depositación (Whitlock y Larsen, 2001).

Se calculó el índice de severidad de los incendios (IS) a partir de la relación que existe entre la cantidad de partículas de CVS herbáceas y el número de partículas de CVS totales (Sottile et al., 2011; Whitlock et al., 2006). La severidad de los incendios es una medida de intensidad que nos permite dar mayor robustez a la reconstrucción de los regímenes de incendios mediante el siguiente índice:

$$IS = \frac{N^{\circ} \text{ de partículas de CVS herbáceo (cm}^{-3}\text{)}}{N^{\circ} \text{ de partículas de CVS totales (cm}^{-3}\text{)} + 1}$$

El índice de severidad varía entre 0 (indicando incendios de copas o leño, alta severidad) y 1 (indican incendios superficiales, menor severidad).

Análisis estadístico de las partículas de CVS

Para identificar episodios de incendio en el registro sedimentario y calcular la frecuencia, magnitud y severidad, se utilizan comúnmente programas estadísticos específicos. El más empleado actualmente para el análisis de las partículas de CVS-macro es el software CharAnalysis (Higuera et al., 2009). En esta Tesis, se utilizó este software (<http://sites.google.com/site/charanalysis/>; Higuera et al., 2009) para realizar el análisis estadístico de las partículas de CVS.

Este programa realiza análisis de series temporales descomponiendo el registro de carbón en componentes de baja y alta frecuencia y utiliza un umbral definido que separa la señal del ruido. Los análisis de las series temporales, son secuencias de datos, observaciones o valores, medidos en determinados momentos y ordenados cronológicamente. Por lo tanto para poder tener un mejor registro de tiempo de alta resolución es necesario disponer de un control cronológico adecuado. Para esto se obtuvieron las dataciones radiocarbónicas descriptas en la sección 3.6.4 y así se pudo lograr un perfil estratigráfico con varias fechas ¹⁴C y los modelos temporales. El objetivo es reconstruir el historial de incendios de la cuenca lacustre.

Se calcularon los valores de concentración de partículas de CVS (número de partículas/cm³) por la tasa de sedimentación estimada (cm/año) para obtener la tasa de acumulación de carbón (CHAR: número de partículas/cm²/año), (Higuera et al., 2009). Antes de realizar los análisis posteriores, el programa interpoló los CHARs a una tasa constante de 13 años (C_{int}), que corresponde a la resolución temporal de muestreo promedio en cada uno de los sitios.

La componente de baja frecuencia se denominó CHAR background ($C_{background}$) y refleja los cambios en la tasa de producción total de carbón, el transporte secundario de carbón y la mezcla de sedimentos. El método usado para modelar el $C_{background}$ fue una regresión local ponderada utilizando una ventana móvil de 500 años, lo que permitió maximizar el índice de señal de ruido y la bondad de ajuste entre las distribuciones de ruido empíricas y modeladas. Para eliminar los componentes de la baja frecuencia ($C_{background}$) en el C_{int} y definir las series de picos de carbón, o sea los C_{peak} , existen dos opciones: (a) eliminar por sustracción el $C_{background}$ de la serie ($C_{int} - C_{background}$) o (b) como una división o relación ($C_{int} / C_{background}$), creando una serie de residuos o índices, respectivamente. La definición de los C_{peak} a través de los residuos (a), asume que los picos de carbón vegetal de los incendios locales son creados a través de procesos aditivos. Esto quiere decir que el CVS introducido en un incendio se agrega a la cantidad total de la componente de baja frecuencia, el background. El modelo que elimina $C_{background}$ a través de un índice (b) asume que los picos de CVS de los incendios locales se generan a través de procesos multiplicativos. Este último modelo no se puede aplicar cuando es igual a cero, que es lo que ocurre en los ecosistemas no forestales o de línea de árboles (Higuera et al., 2010). Teniendo en cuenta estos supuestos, se restó el $C_{background}$ del C_{int} ($C_{peak} = C_{int} - C_{background}$) para definir los picos de carbón en la secuencia de El Laguito del Morro.

Para determinar e identificar los picos de carbón (C_{peak}) es necesario aplicar y definir valores umbrales (t) a cada C_{peak} . Se definió el umbral (t) localmente para El Laguito del Morro, es decir a partir de la variabilidad de cada muestra y se asumió que la serie de C_{peak} contiene dos componentes: C_{noise} y C_{fire} . El C_{noise} consiste en la variabilidad de la serie que reflejan los efectos naturales y analíticos, como la mezcla de sedimentos y el tipo de muestreo, esto genera una variación normalmente distribuida alrededor de $C_{background}$. El C_{fire} consiste en los valores altos de CHAR que exceden a C_{noise} y esto representa la entrada de carbón producido en incendios locales a la secuencia sedimentaria. Para separar el C_{fire} del C_{noise} e identificar los picos de carbón, se consideraron tres posibles valores de umbral (t), correspondientes a los percentiles de 95, 99.9 y 99 en función de la distribución del

C_{noise} por cada ventana de 500 años. Finalmente se consideró el percentil 99 como valor de corte para la identificación de los episodios de incendio (C_{peak}). Para estimar la media y la varianza de la distribución del C_{noise} de cada muestra se utilizó específicamente un modelo gaussiano mixto.

Además, se calculó un índice de “señal de ruido” (SNI) para evaluar la efectividad de la separación del C_{fire} de C_{noise} y así poder identificar los picos de carbón. La prueba de bondad de ajuste (GOF) que calcula el programa se utiliza para evaluar la calidad de detección de picos de carbón (es decir, el grado de contraste entre el C_{noise} y el C_{fire}), al comparar el componente empírico de C_{noise} con el ajuste del modelo gaussiano mixto. La importancia está representada por el valor p de una prueba de Kolmogorov-Smirnov (denominado KS p -val), donde mayores valores indican un mejor ajuste del modelo gaussiano mixto a la distribución empírica del C_{noise} .

El índice de “señal de ruido”, según Higuera et al., (2009), compara la variabilidad de la señal, $var(S)$, con la variabilidad del “noise” o sea del ruido, $var(N)$:

$$SNI = \frac{Var(S)}{Var(S) + Var(N)}$$

Si las distribuciones de ruido y señal son distintas, entonces la varianza de la distribución de señal, $var(S)$, debería ser más grande que la varianza de la distribución del ruido $var(N)$ y, por lo tanto, el SNI estaría cercano a 1. En este contexto, los valores altos indican una notable separación entre los picos de carbón (C_{peak}) y los que no son, mientras que los valores cercanos a cero reflejan una escasa separación entre ambos. Esto último asume una relación positiva entre la media y la varianza de S , de modo que una distribución de señal con una media grande (o pequeña) también tiene una varianza grande (o pequeña). Este supuesto no siempre es válido para muchos registros de carbón. Por ejemplo, un registro podría tener una señal distinta del ruido pero con una variación similar (Kelly et al., 2011). Estos autores introducen una nueva fórmula para el SNI que cuantifica explícitamente el nivel de separación entre S y N . Dadas las muestras de n_S en la población S y de n_N en la población N , se define:

$$SNI = \begin{cases} \left(\frac{1}{n_S} \sum_{i=1}^{n_S} \frac{S_i - \bar{N}}{\sigma_N} \right) \left(\frac{n_N - 2}{n_N} \right) & n_S \geq 1 \\ 0 & n_S = 0 \end{cases}$$

De ello se deduce que si el $SNI < 3$, las dos poblaciones tienen poca separación entre los picos de carbón (C_{peak}) y los que no lo son, es decir, cuando los picos están mal definidos en relación con el fondo. Opuestamente, si $SNI > 3$ resulta que S es relativamente distinto de N y representan una gran separación entre los picos de carbón (C_{peak}) y los no picos.

Caracterización y cuantificación de los regímenes de incendios

Un evento de incendio se define como "uno o varios incendios dentro de un área en un momento determinado"; en cambio un episodio de incendio se define como "uno o más eventos de incendio que ocurren durante un lapso de tiempo" (Brunelle y Whitlock, 2003). Debido a que el registro sedimentario de incendios de los sitios de estudio no tiene una resolución anual, los picos de carbón pueden representar más de un evento, entonces el término apropiado para describir el registro de carbón sedimentario de ocurrencia de incendios que usaremos es "episodio de incendio".

La intensidad de un incendio y la naturaleza del carbón depositado en el lago están representadas por el tamaño de los picos. Para caracterizar los aspectos de los regímenes de incendios del pasado, nos basamos en la magnitud y el patrón temporal de los picos de carbón (C_{peak}) identificados. La magnitud de un pico, definida como el número de partículas de carbón depositadas por unidad de área (n° partículas cm^{-2} pico $^{-1}$), es una medida de la depositación total de carbón por episodio de incendio (Higuera et al., 2009; Whitlock et al., 2006). La misma se utiliza como un proxy de la biomasa consumida durante los incendios. Sin embargo, esta medida puede estar influenciada por factores como el tipo de vegetación consumida, la intensidad del fuego y las condiciones de transporte y depositación del carbón. Los cambios en la magnitud de los picos se utilizaron como un indicador de la biomasa consumida promedio por incendio, que debería reflejar el tamaño del incendio y/o el consumo de combustible para un área quemada determinada.

La frecuencia de los episodios de incendio se define como el número de incendios por año en un área determinada (Morrison y Swanson, 1990; Romme, 1980; Teensma, 1988), y el intervalo libre de incendios (FRI) es el tiempo que transcurre entre dos incendios sucesivos (o picos de carbón) en una determinada área (Rome, 1980).

Dentro de cada zona polínica, se caracterizaron los regímenes de incendio utilizando la distribución de los valores de los "intervalos libres de incendios" (años por incendio; FRIs). Los FRIs y la frecuencia de los incendios se obtuvieron a partir

de un “*smoothing*” de la serie temporal de C_{peak} con una ventana temporal móvil de 700 años. En el caso de que una zona polínica tenga más de 5 FRI (más de 6 episodios de incendios), se usó un modelo de Weibull de dos parámetros y se ajustó a las FRI utilizando técnicas de máxima verosimilitud (en Matlab; Clark, 1989; Johnson y Gutsell, 1994; MathWorks, 2005). Los intervalos de confianza (95%) para los parámetros Weibull, FRI_{mean} y FRI_{median} se estimaron utilizando 1000 muestras bootstrapped de cada distribución.

3.6.7 Comparación entre el registro polínico y el análisis de carbón vegetal sedimentario

Para evaluar la variabilidad del CHAR entre las zonas polínicas mencionadas anteriormente, se comparó las distribuciones de CHAR mediante una prueba de Kolmogorov-Smirnov (K-S) de dos muestras (Higuera et al., 2009).

Los efectos de retraso de una variable sobre otra (por ejemplo, partículas de carbón vs polen) pueden estudiarse utilizando el método de correlación cruzada. Este método compara los valores de dos variables (en este caso polen y CVS) desplazando las series de valores de una frente a la otra, durante un número determinado de desfases en el tiempo y calculando los coeficientes de correlación en cada retraso (Clark, 1989; Green, 1982, 1981; Tinner et al., 1999). Este análisis de series temporales se basa en dos supuestos generales: a) los intervalos de tiempo entre muestras adyacentes son iguales, y b) los datos son estacionarios, es decir que las series no tienen ninguna tendencia (por ejemplo, tendencia de la población, expansión o declive de una especie, tendencia climática).

Se realizaron análisis de correlación cruzada para evaluar la relación y la sincronía entre la actividad del fuego, expresada como el CHAR (variable independiente X) y el cambio en la vegetación (% de polen, variable dependiente Y). Para realizar los análisis se eligieron dos secuencias (entre los 13.200 y 7200 años cal. AP y entre 3030 años cal. AP - al presente), que tienen un intervalo de edad de aproximadamente 13 años cal AP, de tiempo constante y comprenden altos valores de CHAR. Para la variable independiente, se seleccionaron los tipos polínicos y grupos de taxones polínicos con afinidad ecológica más representativos de cada período seleccionado, con el fin de evaluar la respuesta a la ocurrencia de los incendios. Para el período comprendido entre los 13.200 y 7200 años cal AP se incluyeron las variables *Nothofagus*, Poaceae y la riqueza polínica. Para la variable *Fitzroya/Pilgerodendron* se seleccionó el período entre los 13.200 a 10.600 años cal

AP, que es el único que incluye alto porcentajes de dicha variable. Para la secuencia comprendida entre los 3030 años cal. AP al presente, se seleccionaron las variables *Nothofagus*, Poaceae, la riqueza polínica, arbustos de matorral y *Austrocedrus chilensis*. Finalmente, para poner a prueba el modelo conceptual propuesto por Paritsis et al., (2015), se realizó una correlación cruzada para los últimos 840 años cal AP, entre la variable arbustos de matorral y la frecuencia de los incendios. Este modelo plantea que los incendios en los bosques deciduos de *Nothofagus pumilio*, normalmente resistentes al fuego, generan una retroalimentación positiva que favorece la conversión de bosques a matorrales. Entonces, la probabilidad de incendios aumenta, y las condiciones climáticas más cálidas y secas dificultan la regeneración de los árboles, haciendo improbable el retorno al bosque original.

La secuencia elegida para este último análisis comprende los valores más altos de CHAR de todo el registro. Se graficaron los diagramas de correlación cruzada para cada variable polínica en cada período, utilizando el Software de libre acceso R (R core Team, 2022) utilizando el paquete stats que es parte del programa R disponible online (Wessa, 2013, <http://www.wessa.net/>).

3.7 Resultados

3.7.1 Descripción litológica y cronológica de El Laguito del Morro

El modelo de edad-profundidad y los cambios en la composición sedimentaria de la secuencia se detallan en las figuras 3.5 y 3.6.

El registro sedimentario de El Laguito del Morro presenta una composición litológica continua de materia orgánica, interrumpida por la depositación de tefra a lo largo de todo el registro sedimentario. Se identificaron 16 capas de tefra (>1 cm de espesor) a lo largo del testigo, caracterizadas visualmente y mediante su alta susceptibilidad magnética (Figura 3.6) (Bianchi et al., 2023). Estas capas estaban incrustadas en una matriz de detritos finos, rica en materia orgánica de color marrón oscuro, que hacia la base del testigo transiciona gradualmente a una gyttja marrón.

Los resultados de la susceptibilidad magnética no se presentan en detalle en esta tesis, ya que han sido publicados previamente en Bianchi et al. (2023), donde se describe el análisis y la interpretación de estos datos.

La relación entre la edad y la profundidad está descrita con una regresión polinomial de orden 4 (ver sección 3.6.4) y está representada por 7 dataciones ^{14}C AMS. La cronología indica que los sedimentos tienen una antigüedad de hasta 13.224 años cal AP, y la ausencia de cambios abruptos en la sucesión sedimentaria sugiere una depositación continua durante este período. La mayor tasa de sedimentación se observó entre los ca. 5700 años cal. AP y el presente, con un valor máximo alrededor de 0,14 cm/año (7,06 años/cm) (Figura 3.7). Esto significa que entre los años mencionados la resolución del testigo es más alta, dado que el tiempo en la depositación de los sedimentos es menor.

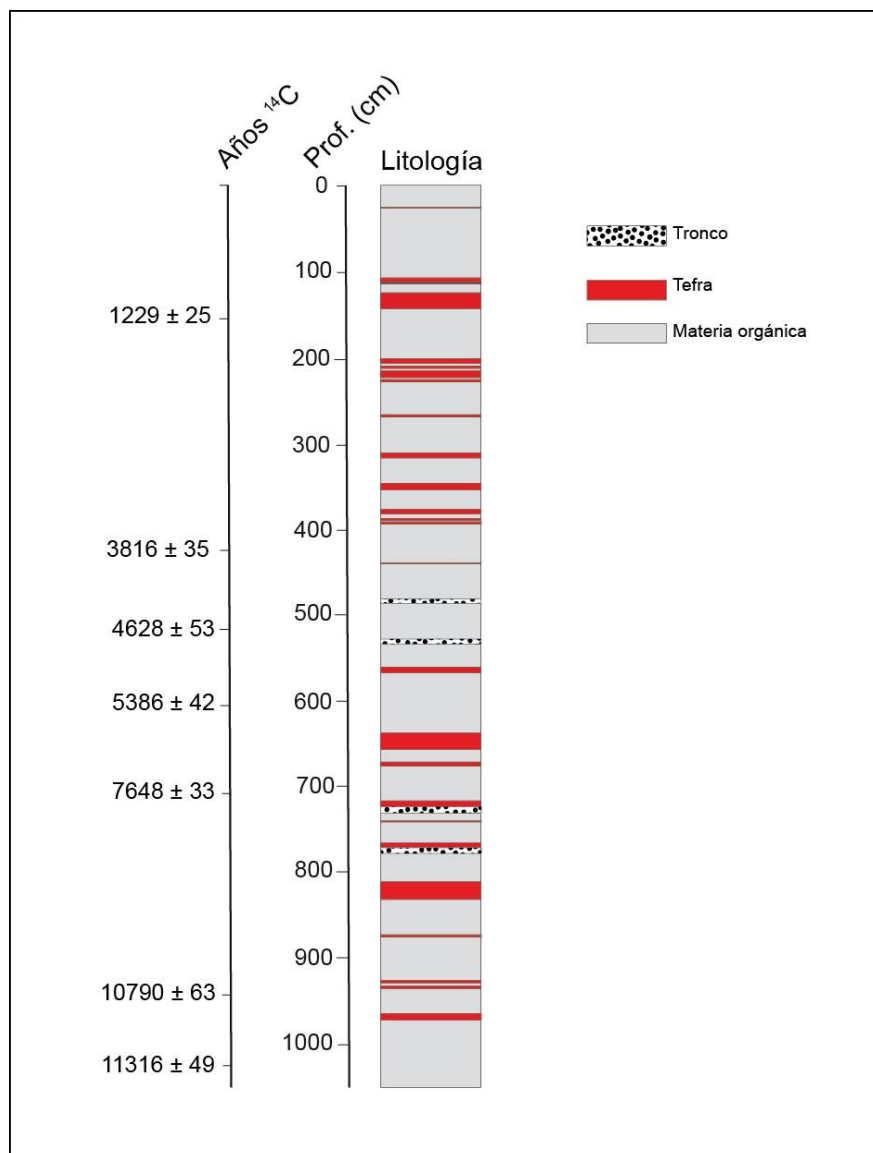


Figura 3.6. Composicion litológica para la secuencia de El Laguito del Morro

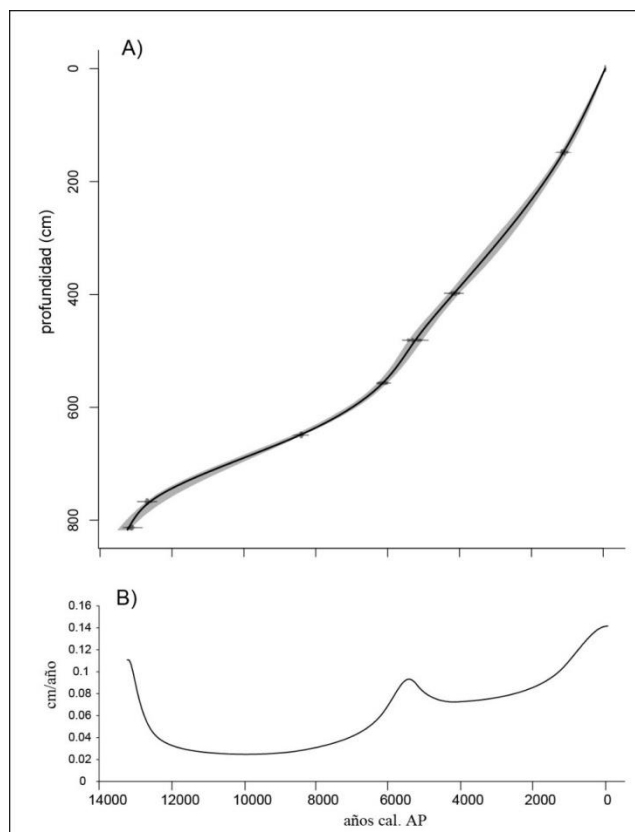


Figura 3.7. A) Modelo de edad-profundidad utilizando Clam 2.2 (Blaauw, 2010) y B) tasa de sedimentación (cm/año) para la secuencia de El Laguito de El Morro

3.7.2 Análisis polínico de El Laguito del Morro

Con el objetivo de caracterizar las tendencias generales a los cambios en la vegetación y la respuesta ante la ocurrencia de incendios durante los últimos 13.200 años cal AP, se seleccionaron los taxones y grupos ecológicos más representativos de la secuencia LAMO (Bianchi et al., 2023). El análisis de agrupamiento realizado por Bianchi et al, (2023) permitió identificar cinco zonas polínicas, que se detallan en la Tabla 3.3 y se muestran en la Figura 3.8.

Zona polínica	Profundidad (cm)	Edad (años cal. AP)	Tipo de bosque	Valores polínicos principales
1	691-813	ca.13.200 – 10.600	Selva Pluvial Templada	Hacia los ca. 13.200 años cal AP <i>N. tipo dombeyi</i> registró un valor de 88%, en tanto que <i>Austrocedrus</i> y <i>Fitzroya/Pilgerodendron</i> registraron un 2% Entre los 12.820-11.300 años cal AP valores mínimos de <i>N. tipo dombeyi</i> (54 %), coincidieron con los máximos valores de esporas de helechos de todo el registro (23% a los ca. 12.320 años cal AP). Durante este período <i>Fitzroya/Pilgerodendron</i> (6%), <i>Austrocedrus</i> (12%), hierbas y arbustos de la selva pluvial templada (9%) alcanzaron los máximos valores de toda la zona. Los altos valores del matorral (>19%), coinciden con los mínimos valores de <i>N. tipo dombeyi</i> (54 %).
2	630-700	10.600 - 7210	Bosque puro de <i>N. dombeyi</i>	<i>N. tipo dombeyi</i> aumentó hacia los 10.500 años cal AP (> 90%), en tanto que <i>Fitzroya/Pilgerodendron</i> (<2%), <i>Austrocedrus</i> (<2%) disminuyeron hasta desaparecer. Los taxones de la selva pluvial templada (<4%), sotobosque (4%), helechos y <i>Poaceae</i> se incrementaron por períodos cortos, que coincidieron con disminución de <i>N. dombeyi</i> . Hacia los ca.7800 años cal. AP. <i>N. tipo dombeyi</i> disminuyó (78%) y aumentaron <i>Lomatia</i> (5%), <i>Discaria</i> (2%) y <i>Poaceae</i> (9%).
3	630-360	7210 - 3030	Bosque puro de <i>N. dombeyi</i>	La zona se caracterizó por los altos valores en el porcentaje de <i>N. tipo dombeyi</i> (> 80%). Hacia los 6700 años cal AP, <i>N. tipo dombeyi</i> (95%) alcanzó el valor máximo de todo el registro, y se observó un aumento de los helechos (13%) y las hierbas y arbustos de la selva pluvial templada (5%), Hacia los ca. 5600 años cal AP <i>Poaceae</i> alcanzó su máximo valor de todo el registro (13%), en cambio, <i>N. dombeyi</i> disminuyó (79%).

				Los valores de Poaceae disminuyen por debajo del 3% hacia el final de la zona, así como también comienza a disminuir la dominancia de <i>N. dombeyi</i> .
4	119-349	3030 - 840	Bosque mixto de <i>N. dombeyi</i> - <i>A. chilensis</i>	<p>La zona está caracterizada por el mayor cambio en la composición del bosque, donde hacia los ca. 3100 años cal AP el polen de <i>A. chilensis</i> presentó un fuerte incremento y llegó al valor más alto de toda la secuencia (19%). Este aumento ocurrió sincrónicamente con una considerable disminución de <i>N. tipo dombeyi</i> (67%).</p> <p>Poaceae y helechos presentaron valores de porcentaje elevados en toda la zona con picos superiores al 8%.</p> <p>Myrtaceae (3%), hierbas y arbustos de la selva pluvial templada (3%), y los taxones de larga distancia de la estepa alto-andina (1,5%) aumentaron hacia el final de la zona.</p> <p>Después de los ca. 2090 años cal. AP, <i>N. tipo dombeyi</i> oscila entre los 81-65%, y <i>A. chilensis</i> comienza a disminuir con fluctuaciones que oscilan alrededor del 5%.</p> <p>Reaparecieron <i>Podocarpus</i>, <i>Raukua</i> y <i>Fitzroya/Pilgerodendron</i>, y aumentaron las hierbas del sotobosque (45%) y Asteraceae (1%)</p>
5	108-3	840 - al presente	Bosque de <i>N. dombeyi</i> invadido por matorral	<p>Al comienzo de la zona, los valores del grupo hierbas y arbustos del matorral aumentó, dominado por <i>Discaria</i> (11-7%), coincidiendo con una disminución de <i>Austrocedrus</i> (6.5- <2%).</p> <p>Las hierbas y arbustos de la selva pluvial templada como <i>Saxegothaea</i> (6%), <i>Podocarpus</i> (1.9%), y <i>Myrtaceae</i> (7%) aumentaron.</p> <p>Poaceae mantuvo altos valores con picos alrededor del 10 % llegando a 12 % a los ca. 768 años cal AP</p> <p>Después de los ca. 196 años cal. AP <i>N. tipo dombeyi</i> disminuyó (62%) y aumentaron las hierbas de impacto (8%) dominadas por Chenopodiaceae (6%), Los elementos de estepa y de estepa alto-andina (1,9%), alcanzando los máximos valores del registro.</p>

Tabla 3.3. Resumen de resultados del análisis polínico de El Laguito del Morro de los últimos 13.200 años cal AP

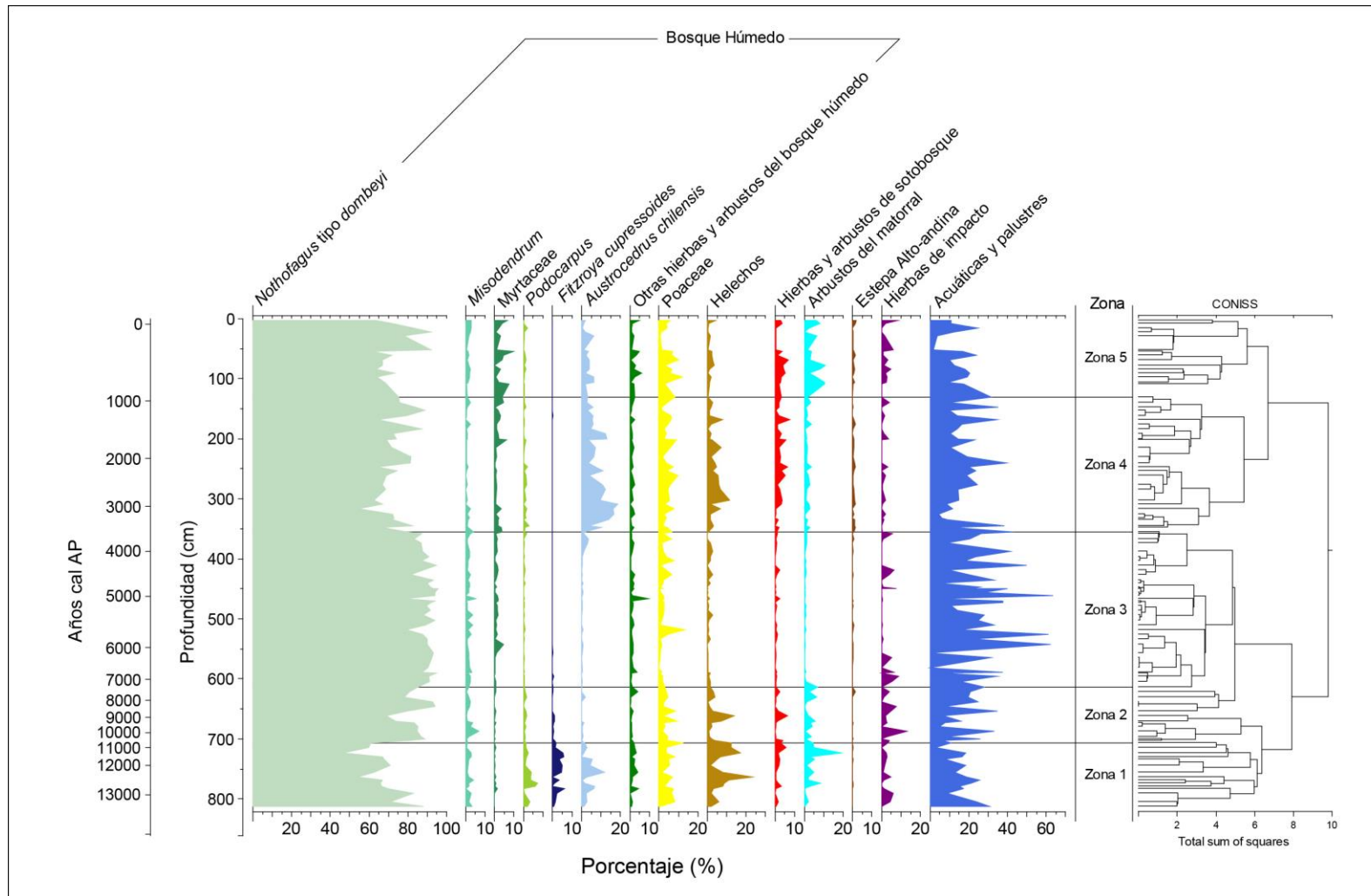


Figura 3.8. Diagrama polínico porcentual de El Laguito del Morro, mostrando los tipos polínicos en grupos ecológicos.

3.7.3 Análisis de carbón vegetal sedimentario

El registro de CVS de El Laguito del Morro muestra tendencias a escala milenial con tasas de acumulación total de carbón (CHAR o C_{int}) altamente variables y bajos valores de la componente de baja frecuencia ($\text{CHAR}_{\text{background}}$). Los valores obtenidos para el índice de señal de ruido (SIN) fueron > 3 . Esto sugiere una diferenciación del ruido de los picos de carbón (C_{peak}) con un alto nivel de confianza.

Zona 1 (13.200 – 10.600 años cal AP). Entre los ca.13.200 y ca 12.400 años cal AP se contabilizaron 7 picos de incendio significativos, el C_{int} fue elevado, con un máximo de 19 partículas $\text{cm}^{-2} \text{año}^{-1}$ a los ca. 13.160 años cal AP, que coincidió con el valor de magnitud más alto (569 partículas/ $\text{cm}^{-2}/\text{pico}^{-1}$) de toda la zona. Para ese mismo período, también se registró una alta frecuencia de incendios (7 episodios/700 años) y una alta severidad hasta los ca. 12.000 años cal (Figura 3.10). Posteriormente, la frecuencia de incendios disminuyó y se mantuvo con fluctuaciones, con mínimos de entre 1 y 2 episodios por cada 700 años. El C_{int} permaneció < 5 partículas $\text{cm}^{-2} \text{año}^{-1}$. El intervalo libre de incendios (FRI) osciló entre los 143 y 285 años/ episodio de incendio (Figura 3.9). En conclusión, la zona podría subdividirse en dos sub-zonas bien definidas con diferentes regímenes de incendio. Una primera etapa, entre los ca.13.200 - 12.400 años cal AP, caracterizada por una alta frecuencia de incendios de gran magnitud y severidad media (incendios de copa de menor magnitud). La segunda etapa, a partir de los 12.400 años cal AP hasta el final de la zona, se caracteriza por incendios menos frecuentes y más severos (incendios de copa de mayor magnitud) que en el período anterior, pero de menor magnitud.

Zona 2 (10.600 - 7210 años cal AP). Los valores de C_{int} fueron < 3.8 partículas $\text{cm}^{-2} \text{año}^{-1}$, con excepción de los intervalos entre los 9131 – 9066 años cal AP y 7662 - 7597 años cal AP en los que se registraron valores máximos de 10,17 y 10,56 partículas $\text{cm}^{-2} \text{año}^{-1}$ respectivamente (Figura 3.10). La frecuencia de los incendios presentó fluctuaciones entre 1-2 episodios/700 años entre los 10.600 y 9400 años cal AP y a los 9131 años cal AP registró un máximo de 2,5 episodios/700 años, coincidiendo con un episodio de incendio de gran magnitud (699 partículas/ $\text{cm}^{-2}/\text{pico}^{-1}$). Entre los 9000 y 8570 años cal AP los valores de C_{int} fueron significativamente bajos ($< 1,70$ partículas $\text{cm}^{-2}/\text{año}^{-1}$) y no se registraron episodios de incendios. La frecuencia de incendios disminuyó considerablemente y alcanzó el mínimo valor de todo el registro a los ca. 8600 años cal AP sin registrarse episodios de incendios. Hacia los ca. 7600 años cal AP se observó un episodio con el valor de magnitud más alto de toda la zona (854 partículas $\text{cm}^{-2} \text{pico}^{-1}$), durante un período de baja frecuencia

(aproximadamente 1 episodio cada 700 años). El FRI presentó valores medios (95%) de 319 años/episodio de incendio (Figura 3.9). En términos generales, la actividad de incendios en la zona fue baja y aumentó paulatinamente a medida que se acercaba a la zona 3. La severidad de los incendios en este período fue más baja en comparación con la zona 1, lo que sugiere que los incendios fueron predominantemente superficiales, con menor frecuencia de incendios de copas y mayor magnitud. Sin embargo, no se trata de la severidad más baja de todo el registro, sino de una tendencia observada en este período en particular.

Zona 3 (7210 - 3030 años cal AP). Los valores de C_{int} fluctuaron entre 0 y 17,33 partículas $cm^{-2} año^{-1}$. Entre los ca. 6200- 5900 años cal AP se registraron valores elevados de C_{int} con un máximo de 17,33 partículas $cm^{-2} año^{-1}$ a los 6076 años cal. AP, y este valor fue el más elevado de la zona con una magnitud de 328, 70 partículas/ $cm^2/pico^1$ (Figura 3.10, A y C). Entre los 5954 y 5408 años cal. AP los valores de C_{int} fueron los muy bajos (<1.94 partículas $cm^2/año^1$.) y no se registraron episodios de incendio (Figura 3.10, A). La frecuencia de los incendios fluctuó en toda la zona con valores entre 2 y 5,2 episodios por cada 700 años (Figura 3.10, D). La severidad es baja en toda la zona con pocos episodios de alta severidad (Figura 3.10, B). Hacia el final de la zona, ca. 4000 años cal. AP, se registró el episodio de incendio severo con mayor magnitud de la zona, con un valor de 878,09 partículas $cm^{-2} pico^{-1}$ (Figura 3.10 C). El FRI medio (95%) de la zona fue de 182 (125-253) años/episodio de incendio (Figura 3.9). En resumen, la zona en general presentó altos valores de frecuencia de incendios (FRI más bajas), y los valores de índice de severidad más altos, lo que sugiere que la zona tuvo una alta frecuencia de incendios superficiales de alta magnitud. Los períodos en los que la frecuencia fue baja coincidieron con los incendios de copa y de mayor magnitud.

Zona 4 (3030 – 840 años cal AP). Se registraron altos valores de C_{int} , con un promedio de 2,84 partículas/ $cm^2/pico^1$, y se contabilizaron 15 picos (Figura 3.10 A). El FRI medio (95%) fue de 176 (133-221) años/episodio de incendio (Figura 3.9). Entre el comienzo de la zona y los 1344 años cal. AP, se registraron valores medios de C_{int} , con un valor máximo de 10,03 partículas/ $cm^2/pico^1$, y una alta frecuencia de incendios cercano a los 3100 años cal AP (aproximadamente 5,45 episodios cada 700 años). Luego la frecuencia disminuye y se mantiene con fluctuaciones entre los 2,5 y 3 episodios/700 años (Figura 3.10 A y D). A partir de los 1331 años cal. AP, los valores C_{int} se elevaron y a los 1305 cal años AP se registró el valor máximo de toda la secuencia sedimentaria (40,63 partículas/ $cm^2/pico^1$) que coincidió con el valor de magnitud más alto de los episodios de fuego de toda la secuencia sedimentaria (987,51 partículas $cm^{-2} pico^{-1}$), sugiriendo un incendios de copa de alta magnitud

(Índice de severidad = 0) (Figura 3.10 A, B C y D). La frecuencia de incendios aumentó nuevamente hacia el final de la zona. La zona presentó un índice de severidad media, y aumentó hacia el final de la zona. En síntesis, la zona presenta una disminución en la actividad de los incendios, en relación al período que comprende la zona 3, pero esos incendios son más severos y de mayor magnitud.

La **zona 5 (841 años cal. AP – al presente)** presentó valores elevados de C_{int} con un máximo de 25,89 partículas $cm^{-2} año^{-1}$ a los 694 años cal AP y alta frecuencia de incendios (máximos de 4,08 incendios/700 años) (Figura 3.10, A y D). Durante este período se observó un episodio de gran magnitud con el valor más elevado de la zona (777,29 partículas/ $cm^2/pico^1$). La frecuencia comenzó a disminuir a partir de los ca. 620 años cal AP y se mantuvo en valores medios (aproximadamente 3,5 incendios/700 años) (Figura 3.10). Durante los últimos 300 años la severidad aumentó hasta el presente. En términos generales la zona presentó una alta frecuencia de incendios superficiales y de magnitud baja.

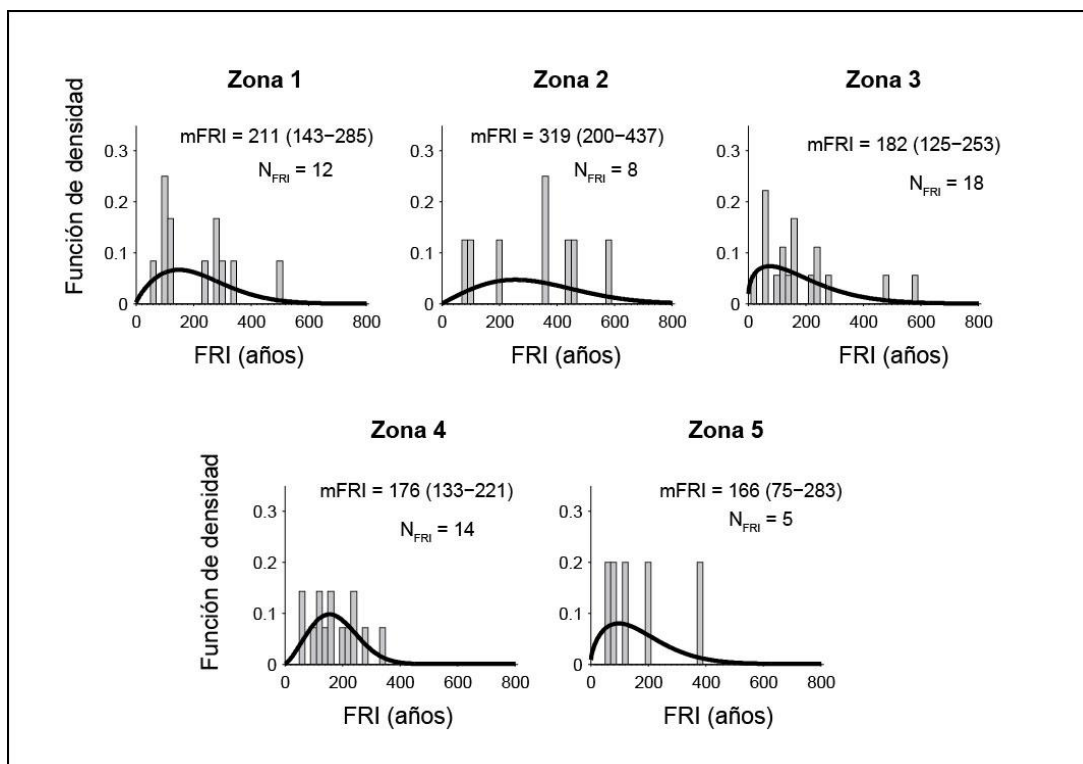


Figura 3.9. La proporción o función de densidad (eje y) de los períodos libres de incendio (FRI) dentro de cada zona se muestra en un histograma. La línea negra representa la distribución Weibull de los FRI para las zonas polínicas de El Laguito del Morro.

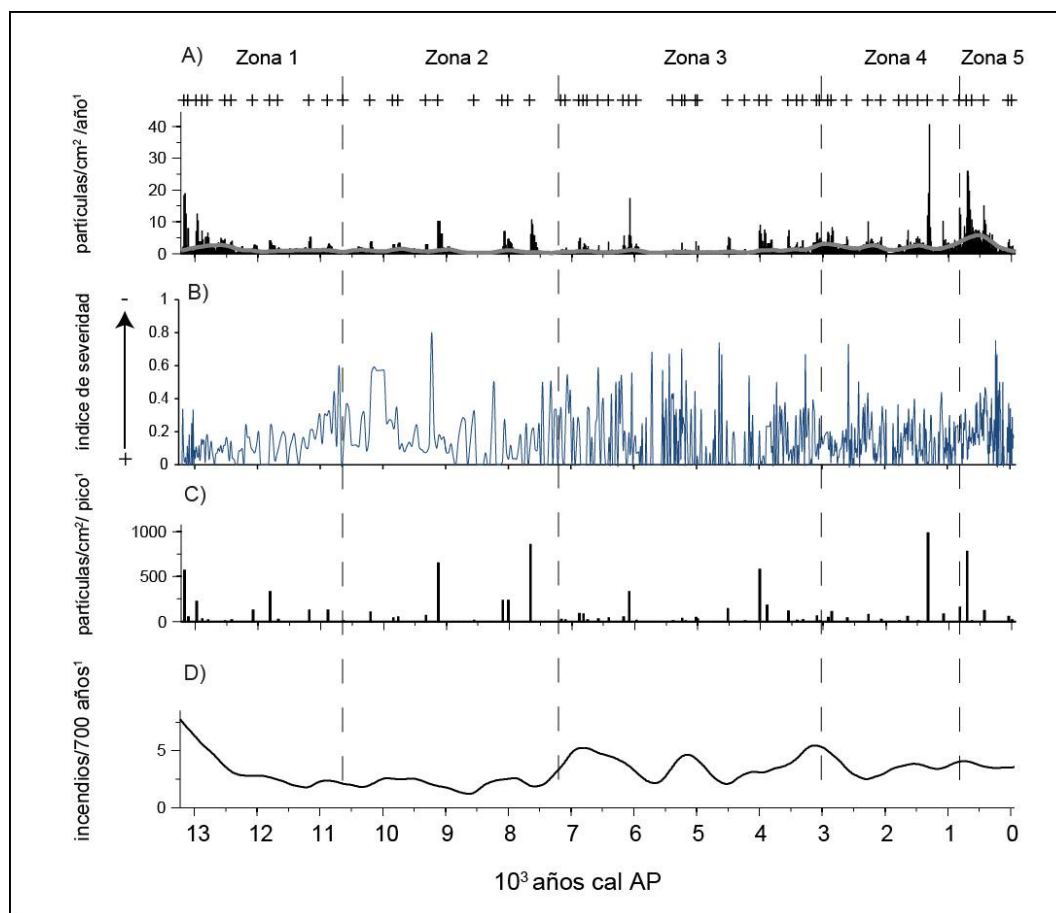


Figura 3.10. Registro de CVS para la secuencia de El laguito del Morro. A) C_{int} y $C_{background}$ (línea gris). Los signos “+” muestran los episodios de incendio que superan el percentil 99 de la distribución de C_{noise} . B) Índice de severidad de incendios. C) Magnitud de los episodios de incendios. D) Frecuencia de incendios.

3.7.4 Integración entre el registro polínico y el análisis de carbón vegetal sedimentario en El Laguito del Morro durante el Holoceno

La comparación de los cambios en la vegetación inferidos mediante análisis polínico y CHAR en El Laguito del Morro permitió identificar que el régimen de incendios muestra una alta variabilidad, correlacionada con los cambios en el registro polínico. Se observó que los niveles de CHAR variaron significativamente según el tipo de vegetación presente.

La figura 3.11 muestra que los valores de la distribución de CHAR entre las zonas de polen son diferentes ($p < 0,05$). Las zona 5 mostró la mayor variabilidad. Las zonas 2 y 3 mostraron la menor variación de CHAR y la menor concentración de partículas de CVS. La cantidad de biomasa consumida por los incendios (representada en el registro por la variable CHAR) registran el siguiente orden: zona 5 > zona 4 > zona 1 > zona 2 > zona 3. Los valores más altos de CHAR están asociados a un bosque mixto y diverso (zonas 4 y 5), en contraste, la menor concentración de CHAR se asocia a un bosque puro y más cerrado (zonas 2 y 3). La zona 1 presenta valores intermedios de CHAR.

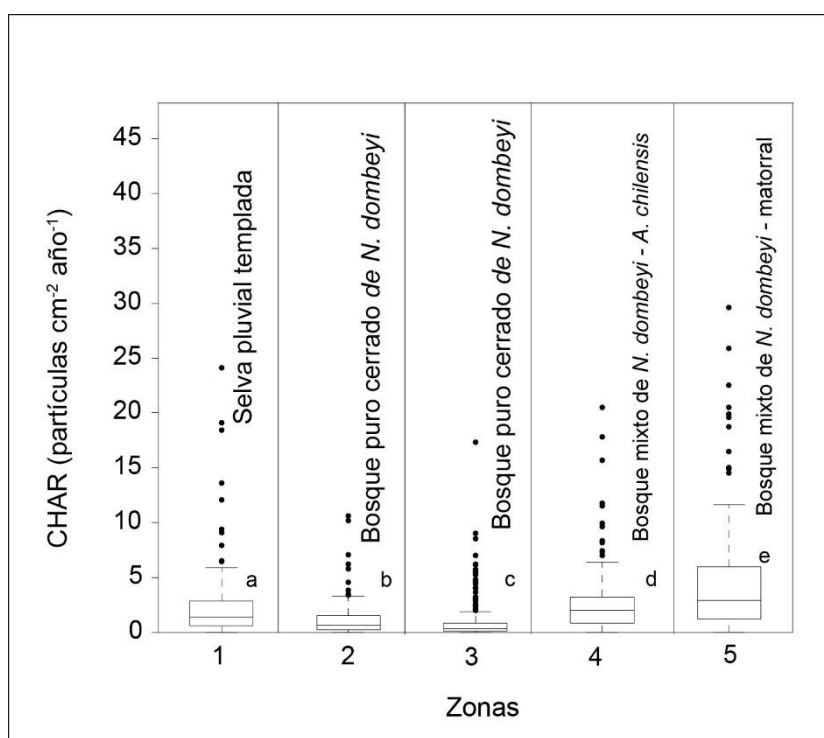


Figura 3.11. Diagrama de caja (Boxplot) que muestra la comparación de valores de CHAR entre las zonas polínicas. Las distintas letras indican diferencias significativas entre zonas ($p < 0,05$). La línea horizontal central representa la mediana, la porción inferior y superior de las cajas representan los 1° y 3° cuartil de las distribuciones, y los puntos negros son los “outliers”.

En la figura 3.12 se muestra el diagrama de polen en la que se presenta la tasa de acumulación de polen (PAR) de los principales grupos ecológicos.

La **zona 1 (ca. 13.200 a 10.600 años cal AP)** presentó una riqueza polínica alta (31-15 taxones), con un elevado FRI (ver sección anterior). *Fitzroya/Pilgerodendron* presentó a los ca. 12.800 años cal AP, los valores más elevados de tasa de acumulación polínica de toda la secuencia (178,1 granos cm^{-2} año^{-1}). *Nothofagus* tipo *dombeyi* y las “hierbas y arbustos del bosque húmedo” obtuvieron los valores más bajos de PAR a los 10.600 años cal AP. (174,1 y 12,1 granos cm^{-2} año^{-1} respectivamente). Poaceae mostró valores altos alrededor de los 12800 años cal AP, seguidos de una disminución hacia el final de ese período. Las “hierbas y arbustos de sotobosque” y el “matorral” presentaron valores intermedios con oscilaciones en toda la zona.

En la **zona 2 (10.600 - 7210 años cal AP)**, la riqueza polínica disminuyó en relación al período que comprende la zona 1 y el FRI comenzó a aumentar. A lo largo de toda la zona, los valores de PAR de Poaceae, *Nothofagus* tipo *dombeyi* y las “hierbas y arbustos del bosque húmedo” se elevaron levemente. Por otro lado, el PAR de *Fitzroya/Pilgerodendron* y *Austrocedrus chilensis*, disminuyó notablemente hasta desaparecer. Los “arbustos del matorral”, y “las hierbas de impacto” se mantuvieron con fluctuaciones en valores intermedios. Los valores de PAR de las “hierbas y arbustos de sotobosque” se mantuvieron en general bajos, salvo a los 8913 años cal AP donde se encontró un pico de 105,4 granos/ $\text{cm}^2/\text{año}^1$.

La **zona 3 (7210 - 3030 años cal. AP)**, presentó los valores más bajos de toda la secuencia de FRI, CHAR y riqueza polínica (< 25 taxones). Es la zona con la mayor PAR de *Nothofagus* tipo *dombeyi* (> 1458 granos cm^{-2} año^{-1}) y “las hierbas y arbustos del bosque húmedo”. También hubo un aumento considerable de PAR de Poaceae con el máximo valor de todo el registro a los ca. 5630 años cal AP. El grupo “hierbas y arbustos de sotobosque” fluctuó con valores intermedios menores a 100 granos/ $\text{cm}^2/\text{año}^1$ con dos máximos de 118 y 153 granos/ $\text{cm}^2/\text{año}^1$ a los ca. 2800 y 5000 años cal AP, respectivamente. Los “arbustos del matorral” y las “hierbas de impacto” presentaron los valores más bajos de PAR.

Zona 4 (3030 – 840 años cal. AP). La riqueza polínica y el FRI aumentaron respecto a la zona 3 (13-29 taxones), y el CHAR presentó valores intermedios entre las zonas 1 y 5. Disminuyó considerablemente el PAR de *Nothofagus* tipo *dombeyi* y del grupo “hierbas y arbustos del bosque húmedo” (< 4900 y 441 granos/ $\text{cm}^2/\text{año}^1$ respectivamente). El PAR de *A. chilensis* y “hierbas y arbustos del sotobosque” experimentaron un incremento significativo llegando a los valores más altos. Las tasas

de acumulación polínica de Poaceae se mantuvieron altas y se observó un leve aumento de las mismas en el “matorral”.

La **zona 5 (840 años cal. AP – al presente)** presentó los valores más elevados de CHAR y riqueza palinológica (>15 taxones), y el FRI disminuyó. El PAR de los “arbustos de matorral”, las “hierbas de impacto” se incrementaron de manera sustancial; contrariamente el PAR de *A. chilensis*, *N. dombeyi*, “hierbas y arbustos de sotobosque” y “el bosque húmedo” disminuyó y se mantuvo en valores intermedios. La tasa de acumulación polínica de Poaceae se mantuvo con valores similares a los de la zona 4.

En resumen, las zonas en donde el CHAR presentó valores altos y variables (zonas 4 y 5) coincidieron con altos valores de porcentaje y PAR de arbustos de matorral, *A. chilensis* y hierbas y arbustos de sotobosque y Poaceae. Contrariamente, la zona 3 presentó valores de CHAR muy bajos coincidiendo con altos valores de PAR y porcentaje de *N. dombeyi* y bosque húmedo. En general, los intervalos libres de fuego altos (baja frecuencia de incendios) coincidieron con los tipos de bosque abierto y mixto, y riqueza palinológica alta. Exceptuado la zona 5 en donde el intervalo libre de incendio es bajo (alta frecuencia de incendios), el tipo de bosque es mixto y la riqueza polínica es alta, sugiriendo un cambio en el régimen de incendios, respecto a las zonas anteriores.

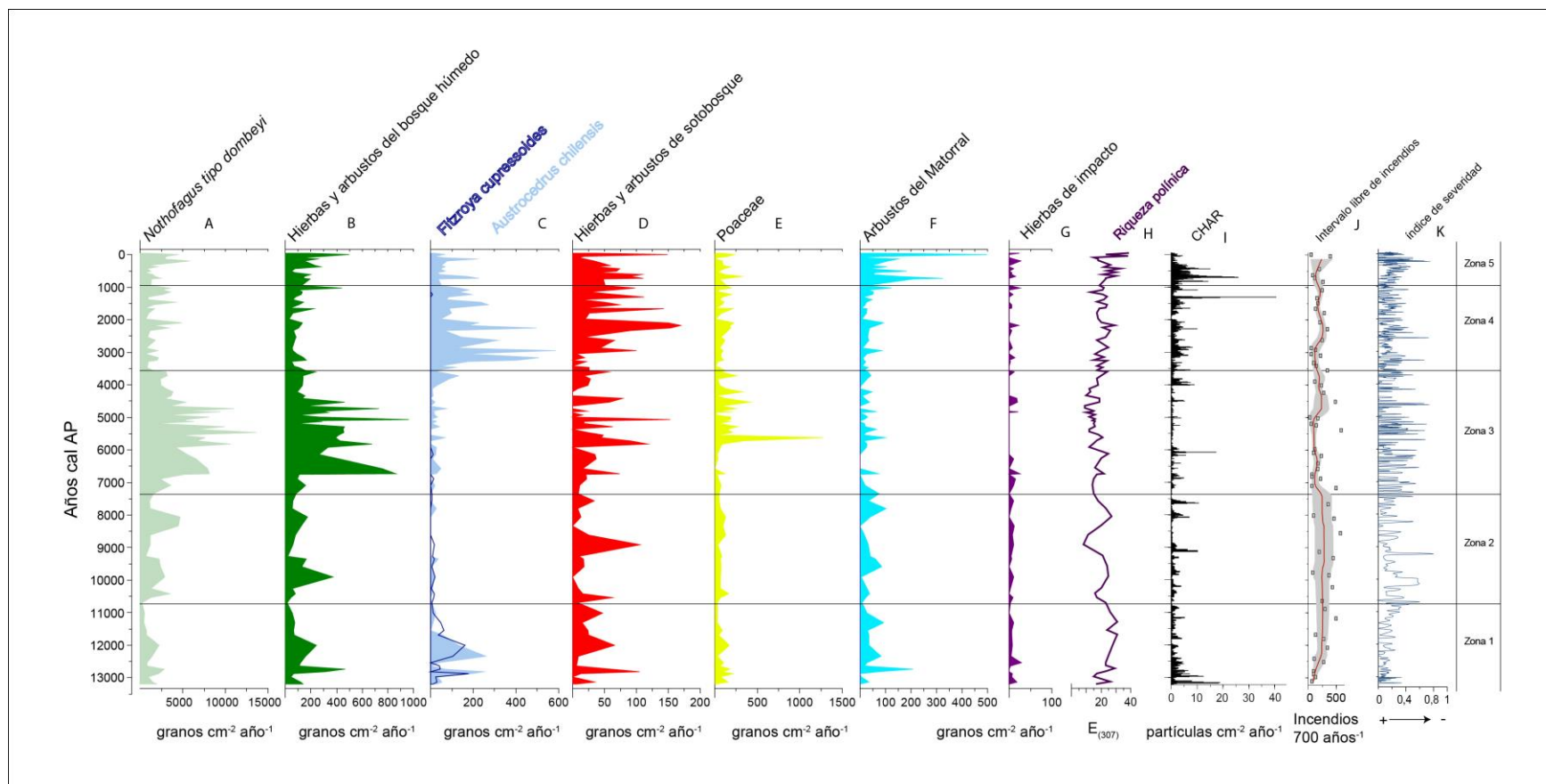


Figura 3.12. Variables sintéticas de Polen y carbón de El Laguito del Morro. A G) Tasa de acumulación polínica (PAR) de los distintos grupos ecológicos seleccionados; H) riqueza polínica (C_{int}), I); CHAR J) intervalo libre de incendios (año/episodio¹), la línea roja es FRI medio (FRI_m) y la franja gris es el intervalo de confianza (95%) alrededor del FRI_m; K) n° de partículas de CVS de gramíneas/n° partículas de CVS totales.

3.7.5 Análisis de series temporales

El análisis de correlación cruzada entre CHAR (variable independiente) y la abundancia de los taxones seleccionados, en términos de porcentaje (variable dependiente) mostró variación en sus resultados en todos los grupos ecológicos seleccionados en todas las zonas. Esta variabilidad subraya que la correlación entre estas variables no implica necesariamente causalidad.

CHAR (variable que expresa la actividad del fuego) mostró una correlación negativa ($p < 0,05$) con el porcentaje polínico de *Fitzroya/Pilgerodendron* (máxima correlación en lag -3, figura 3.13), esto implica que sus abundancias son inversamente proporcionales, es decir que cuando CHAR aumenta, *Fitzroya/Pilgerodendron* disminuye en su abundancia en un período posterior de aproximadamente 40 años. *N.tipo dombeyi* también mostró correlación negativa para los períodos seleccionados (Figura 3.13). En cambio Poaceae, el matorral, y la riqueza polínica se correlacionaron positivamente ($p > 0,05$) con el CHAR, lo que indica que cuando el CHAR aumenta, la abundancia de la riqueza polínica y los taxones mencionados aumenta (Figura 3.13).

Para el período de entre 13.200 y 7200 años cal. AP la riqueza polínica mostró una correlación positiva antes de un aumento de CHAR (máxima correlación en lag +2), sugiriendo que la riqueza polínica aumenta aproximadamente 14 años antes de un incendio. En cambio Poaceae se correlacionó positivamente con CHAR después de un aumento de carbón (máxima correlación en lag -2), lo que sugiere que, un aumento en la abundancia de Poaceae se produjo aproximadamente 26 años después de un incendio (Figura 3.13).

Para el período comprendido entre los 3030 años cal. AP y el presente, Poaceae y la riqueza polínica mostraron una correlación positiva antes de un aumento de CHAR (máxima correlación en lag +1 para ambas variables), lo que significa un aumento de ambas variables 13 años antes de un episodio de incendio. También mostraron fuerte correlación positiva durante y después de un incendio. En cambio en “los arbustos del matorral” la significación positiva se observó después de un aumento en el CHAR (máxima correlación lag -4), lo que sugiere que el matorral aumentó en su abundancia aproximadamente 50 años después de un incendio. Durante este mismo período, la correlación de *Austrocedrus chilensis* fue negativa en los retrasos positivos (máxima correlación en lag +8), es decir, antes de un aumento de CHAR. Esto último, sugiere que, *A. chilensis* disminuye en la abundancia 104 años antes de un incendio. (Figura 3.14).

Por último, la correlación cruzada entre “arbustos de matorral” vs. frecuencia de incendios presentó una correlación positiva con valor máximo en el lag 0, es decir que

el incremento en la abundancia de los arbustos del matorral coincide con el aumento en la frecuencia de los incendios (Figura 3.15).

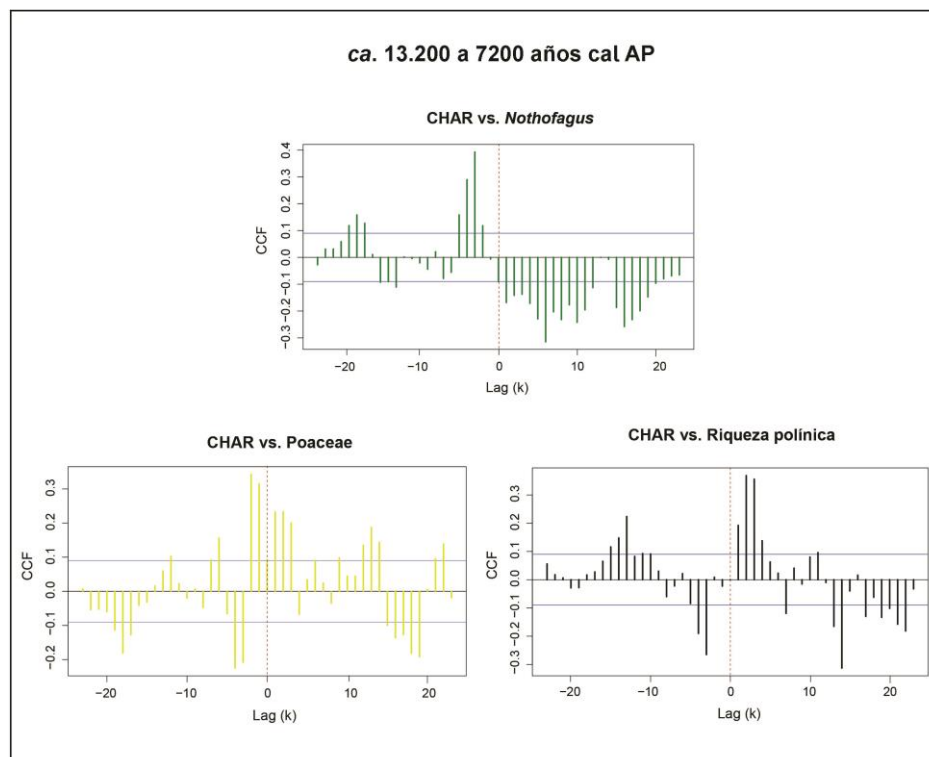
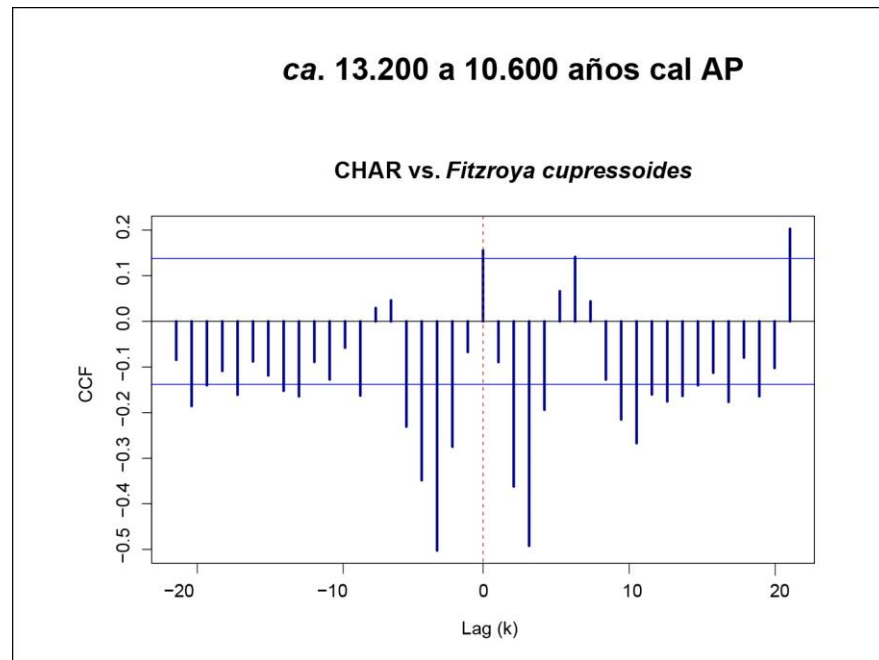


Figura 3.13. Análisis de correlación cruzada entre CHAR (variable independiente) y las diferentes variables polínicas (variable dependiente). Los ejes verticales muestran los coeficientes de correlación, CCF: Coeficiente de correlación cruzada. Las barras que están por arriba (o abajo) de las líneas azules son estadísticamente significativas ($p < 0,05$). El eje horizontal muestra los desfases expresados en años. Cada lag corresponde a 13 años.

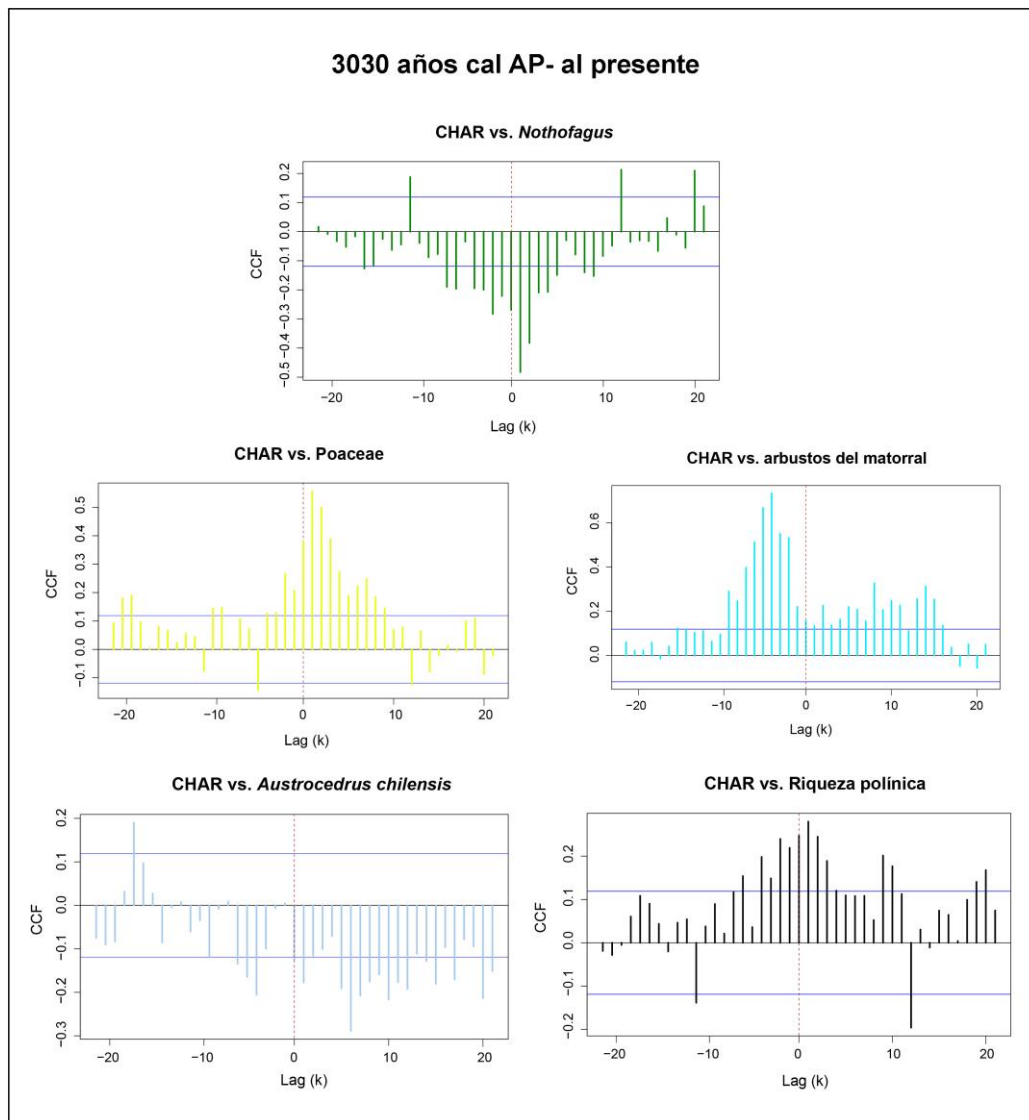


Figura 3.14. Análisis de correlación cruzada entre CHAR y las diferentes variables polínicas. Los ejes verticales muestran los coeficientes de correlación, CCF: Coeficiente de correlación cruzada. . Las barras que están por arriba (o abajo) de las líneas azules son estadísticamente significativas ($p < 0,05$). El eje horizontal muestra los desfases expresados en años. Cada lag corresponde a 13 años.

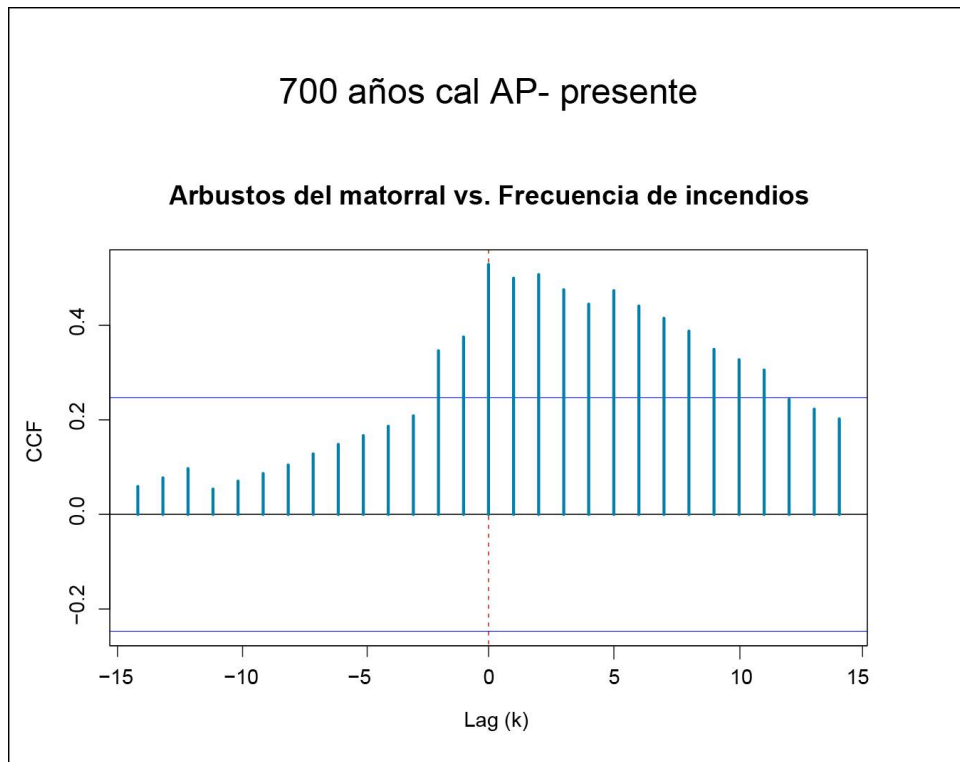


Figura 3.15. Análisis de correlación cruzada entre el matorral y la frecuencia de incendios. Los ejes verticales muestran los coeficientes de correlación, CCF: Coeficiente de correlación cruzada. Las barras que están por arriba (o abajo) de las líneas azules son estadísticamente significativas ($p < 0,05$). El eje horizontal muestra los desfases expresados en años. Cada lag corresponde a 13 años.

3.8 Discusión

3.8.1 Cambios en la vegetación y el régimen de incendios en El Laguito del Morro durante el los últimos 13200 años cal AP

La comparación entre el registro de carbón vegetal sedimentario y los cambios en el registro polínico permitió demostrar que los cambios en el régimen de incendios son sensibles a las variaciones en la vegetación (Figura 3.11). Esto se refleja en diferencias en la tasa de acumulación de carbón (CHAR) según los tipos de vegetación presentes.

Entre los 13.200 y 12.800 años cal AP, el registro polínico de El Laguito del Morro sugiere el establecimiento de una selva pluvial templada diversa con elementos de bosque lluvioso nordpatagónico y valdiviano. *Nothofagus dombeyi*, *Fitzroya cupressoides*, *Austrocedrus chilensis* y *Podocarpus nubigenus* dominaban el dosel cerrado, con alta frecuencia de incendios severos y de gran magnitud (Bianchi et al., 2023). La correlación negativa en este período, entre *Fitzroya cupressoides* y CHAR en los retrasos negativos (Sección 3.7.5) sugiere que su abundancia disminuye aproximadamente 40 años después de la ocurrencia de incendios e indicaría una cierta tolerancia al fuego. Esta disminución retrasada respecto a los incendios podría deberse al cambio en la vegetación posterior al incendio, como la apertura del dosel o la formación de claros. Este contexto coincide con elevados valores de PAR de *Fitzroya cupressoides* y la disminución de la frecuencia de incendios (aumento en el FRI), para ese período. Estudios realizados en la Cordillera de la Costa, en Chile determinaron que *Fitzroya* puede sobrevivir a incendios de baja intensidad y crecer en rodales abiertos recientemente perturbados por incendios devastadores. Sin embargo, la mortalidad generalizada de *Fitzroya*, se asocia con los incendios frecuentes (Lara et al., 1999), como se observa en esta Tesis, donde su desaparición coincide con el aumento en la frecuencia de incendios (Figura 3.11).

Después de los 10.600 años cal AP, la selva pluvial templada fue gradualmente reemplazada por un bosque puro de *N. dombeyi* con cambios en la composición del sotobosque (Bianchi et al., 2023). Estos cambios coinciden con un aumento en la diversidad polínica, posiblemente relacionado con modificaciones en la composición del sotobosque y un incremento en la densidad de arbustos del Matorral (Figura 3.8). Estos arbustos contribuyen a un continuo horizontal y vertical de material combustible vegetal, lo que aumenta la propagación de incendios. Durante el período entre los 10.600 - 7200 años cal AP la frecuencia de los incendios aumentó gradualmente

(disminuye el FRI), la producción de carbón vegetal fue disminuyendo, coincidiendo con el cambio en el dosel del bosque, haciéndose un bosque menos abierto y menos diverso.

Por lo tanto, en el período entre los 13.200 y 7200 años cal AP, la correlación positiva entre Poaceae y CHAR podría sugerir que Poaceae (posiblemente la caña *Chusquea culeou*, (Bianchi et al., 2023; Veblen, 1982) aumentó luego de los incendios (aproximadamente 13 años después). La caña produce gran cantidad de biomasa en forma de material fino, muy inflamable. Esta especie, además, es altamente resiliente al fuego y tiene la capacidad de rebrotar luego de grandes incendios severos (Holz y Palma, 2012; Veblen, 1982).

Entre los ca. 6000 y los 3000 años cal AP. *N. dombeyi* fue la especie dominante de un bosque con dosel cerrado y con un sotobosque dominado principalmente por *Chusquea culeou*. Se inició un período caracterizado por una alta frecuencia de incendios de escasa magnitud y severidad que favoreció la expansión de *Chusquea culeou*. Hubo períodos en los que la frecuencia de incendios disminuyó, lo cual coincidió con un aumento en la magnitud y la severidad de estos, lo que sugiere condiciones más secas. Este fenómeno coincide con la menor producción de carbón vegetal sedimentario (Figura 3.11), los mayores valores de PAR *N.dombeyi*, hierbas y arbustos de bosque húmedo y la menor riqueza palinológica, lo que probablemente se deba a la poca dispersión de polen no anemófilo del sotobosque (Apiaceae, *Gunera*, Solanaceae, entre otros) que se produce en los bosques cerrados de *Nothofagus*. Estos resultados coinciden con los trabajos de dendrocronología realizado por Kitzberger, et al (1997) que sugieren que los bosques dominados por *N. dombeyi*, con *C. culeou* en el sotobosque, son más vulnerables al fuego en condiciones climáticas variables. Además, la estrategia de reproducción semélpara (reproducción simultánea cada 60–70 años) de *C. culeou* (Pearson et al., 1994), con floraciones masivas y muertes periódicas que generan grandes cantidades de combustible seco, probablemente aumenta la probabilidad de incendios de copa durante sequías intensas o después de floraciones sincrónicas (Kitzberger et al., 1997; Veblen, 1982).

Después de los 4000 años cal. AP, *A. chilensis* comenzó a aumentar a expensas de *N.dombeyi* marcando el comienzo de un bosque más abierto y diverso. Este cambio en el bosque podría estar relacionado con el aumento en la frecuencia de los períodos secos. Las fases húmedas/secas, se fueron incrementando progresivamente y se hicieron más cortas y frecuentes. Hacia los 3500 años cal AP, la expansión de *A. chilensis* cambió la estructura del bosque, conformando un bosque mixto *Nothofagus-Austrocedrus*. En el registro polínico, este cambio queda evidenciado por la mayor PAR de *A. chilensis* y la menor PAR de *N.dombeyi* de todo el registro. Cerca de los

1300 años cal. AP, *A. chilensis* comienza a decrecer luego del episodio de incendio de mayor magnitud y severidad de todo el registro sedimentario (Figura 3.10). En los bosques mixtos de *A. chilensis* los incendios son devastadores e infrecuentes, a diferencia de los bosques abiertos, que son de menor intensidad y más frecuentes (Veblen et al., 1995).

Durante todo el período entre los ca. 3030–840 años cal AP la producción de carbón vegetal sedimentario se vio aumentada y los incendios se volvieron menos frecuentes, pero más severos. Esto podría deberse a que durante primaveras secas seguidas de veranos secos podría incrementar la abundancia de combustible. La correlación negativa entre CHAR y *A. chilensis* permitió inferir que *Austrocedrus* disminuyó en respuesta al aumento de los incendios, reflejando la lenta regeneración de este taxón (Sección 3.6.7, Figura 3.14), debido principalmente a la reducción en el tamaño del banco de semillas y al aumento del estrés hídrico en las plántulas. Aunque *A. chilensis* puede regenerarse naturalmente después de incendios, su capacidad de recuperación puede variar dependiendo de la intensidad y frecuencia del fuego (Veblen et al., 1995). Con el desarrollo del rodal, aproximadamente con más de 150 años, se producen claros en el dosel generándose condiciones propicias para la supervivencia de plántulas de *A. chilensis* y *N. dombeyi* (Veblen et al., 1995).

Luego de los 1300 años cal AP, el dosel abierto del bosque mixto favoreció la penetración de la luz hasta el nivel del suelo, permitiendo que la vegetación herbácea prosperase bajo un régimen de incendios más frecuentes, pero menos severos. Además, se observó un aumento de diversidad a partir de éste período.

A partir de los ca. 900 años cal AP, se observó un cambio significativo en el régimen de incendios que estuvo relacionado con modificaciones en la estructura de la vegetación, y un notable aumento en la presencia de los arbustos del matorral y las hierbas de impacto. El registro de CVS reveló un incremento en la frecuencia de incendios superficiales (aumento del índice de severidad). Estas condiciones permitieron el desarrollo de un bosque de *N. dombeyi* con árboles dispersos de *A. chilensis* y expansión de arbustos pertenecientes al matorral que reemplazaron drásticamente el bosque de *Nothofagus dombeyi*-*Austrocedrus chilensis*. Este proceso de cambio implicó un reemplazo radical de la comunidad de especies arbóreas por especies de matorral, capaces de rebrotar después de los incendios (Raffaele et al., 2014). Este patrón coincide con la mayor riqueza polínica, altos valores de PAR de los arbustos de matorral y las hierbas de impacto. La correlación positiva entre CHAR y Poaceae así como la riqueza polínica (en los retrasos positivos), sugiere que Poaceae se expande antes de los incendios, lo que permite inferir que una mayor cobertura de Poaceae favorecería la ocurrencia de incendios. Este aumento en la riqueza polínica

antes del incendio también sugiere, según trabajos previos (Kitzberger et al., 1997; Paritsis et al., 2015; Veblen et al., 1995), que en los bosques de *Nothofagus*, donde el sotobosque está dominado por *C. culeou* y hay presencia de matorral, la diversidad de arbustos, hierbas y gramíneas actúan como combustible vegetal, incrementando la propagación de incendios.

El estudio del análisis polínico junto con el carbón vegetal sedimentario y el análisis realizado por correlaciones cruzadas de CHAR vs. “arbustos del matorral”, y “arbustos del matorral” vs. Frecuencia de incendios (Sección 3.7.5, Figura 3.14 y Figura 3.15) permitieron demostrar que el modelo conceptual propuesto por Paritsis et al. (2015) se puede aplicar a las condiciones actuales del Río Manso Inferior. Este modelo muestra una retroalimentación positiva entre la vegetación y los incendios en un bosque deciduo de *Nothofagus pumilio*. La correlación positiva entre CHAR vs. “arbustos del matorral”, “arbustos del matorral” vs. Frecuencia de incendios indicaría que las especies de arbustos del matorral se expanden en respuesta al fuego y pueden rebrotar fácilmente a diferencia de *Nothofagus* que muestra una correlación negativa con el CHAR. Este aumento en la abundancia de arbustos promovería el aumento de la frecuencia de incendios.

3.8.2 Ocupación e impacto humano en el valle del Río Manso Inferior

En el sitio arqueológico de Población Anticura (valle del Río Manso Inferior, Río Negro, Argentina), los artefactos óseos y líticos indican que desde los 8300 años cal. AP, grupos de cazadores-recolectores hicieron uso moderado de los recursos provistos por un bosque cerrado de *N. dombeyi* de baja diversidad (Bellelli et al., 2013, 2008).

A principios del Holoceno Tardío, grupos de cazadores-recolectores con alta movilidad entre la estepa y el bosque hicieron un uso más intenso de los recursos forestales en el Valle del Río Manso Inferior (Bellelli et al., 2008; Fernández et al., 2013). Las evidencias arqueológicas indicaron que las poblaciones humanas no aumentaron hasta los últimos 2000 años (Bellelli et al., 2008; Fernández et al., 2011; Podestá et al., 2008).

Después de los 1700 años cal. AP, la población humana se expandió en el Valle del Río Manso Inferior y la ocupación estacional de los cazadores-recolectores se hizo más frecuente (Bellelli et al., 2013; Fernández et al., 2013). El aumento de los incendios naturales pudo haber facilitado tanto el desplazamiento como el hallazgo de recursos. Asimismo, las actividades humanas sumaron disturbios al ecosistema

forestal del valle y la destrucción masiva de bosques por incendios y la tala, que comenzaron en la última década del siglo XIX.

3.8.3 Reconstrucción de la historia de la vegetación y los regímenes de incendios desde Transición Glacial Post-Glacial en Patagonia Norte

La reconstrucción de la historia de la vegetación y de los incendios en la Patagonia Norte a lo largo de un gradiente ambiental Oeste-Este, se realizó a partir de los registros polínicos y de carbón de El Laguito del Morro y su comparación con registros publicados. Se resumieron las variaciones de la vegetación y el régimen de incendios para la Patagonia Norte entre los 40°S y los 42°S, en un gradiente longitudinal entre los 73°O y los 71°O para la Transición Glacial Post-Glacial y el Holoceno (subdivisiones propuestas por Walker et al., (2012)). Se realizó una subdivisión del Holoceno Tardío en tres intervalos temporales (4200-2000 años AP, 2000-300 años AP y los últimos 300 años) basada en criterios paleoambientales y antrópicos. Esta clasificación se fundamentó en cambios significativos en la vegetación y en los regímenes de incendios, así como en el impacto antrópico progresivo.

Lago Condorito está ubicado al oeste de la Cordillera de los Andes, en un Bosque lluvioso valdiviano a 28 m s. n. m. (Moreno, 2004). Laguna Huala Hué está ubicada a 24 km al noreste de El Laguito del Morro, en un bosque cerrado de *Nothofagus dombeyi*-*Austrocedrus chilensis* a 820 msn (Iglesias et al., 2014). Por otro lado, Laguna El Trébol se encuentra en el ecotono bosque-estepa, al norte del Lago Nahuel Huapi a 758 m s. n. m., en un bosque mixto de *Nothofagus dombeyi*-*Austrocedrus chilensis* (Whitlock et al., 2006). Por último, Mallín Aguado se ubica a 840 msn. al norte del Lago Nahuel Huapi en un bosque abierto de *Nothofagus dombeyi* – *Austrocedrus chilensis* (Markgraf y Bianchi, 1999) (Tablas 3.5 y 3.6).

A continuación, en la figura 3.16 se representa el perfil topográfico de una transecta longitudinal en Patagonia Norte, aproximadamente a los 41°S. Los climatogramas dentro de la figura están dispuestos de oeste a este a lo largo de la transecta, mostrando la distribución de la precipitación acumulada mensual y temperatura. Los datos de los climatogramas se obtuvieron de las estaciones meteorológicas listadas en la tabla 3.4, junto con su ubicación correspondiente.

En las tablas 3.5 y 3.6 se representan los sitios polínicos utilizados para comparar los registros de polen y carbón vegetal sedimentario (CVS) a lo largo del gradiente de Patagonia Norte. La tabla 3.5 resume la vegetación característica de cada sitio, y tabla 3.6 se incluye una síntesis de la historia de la vegetación.

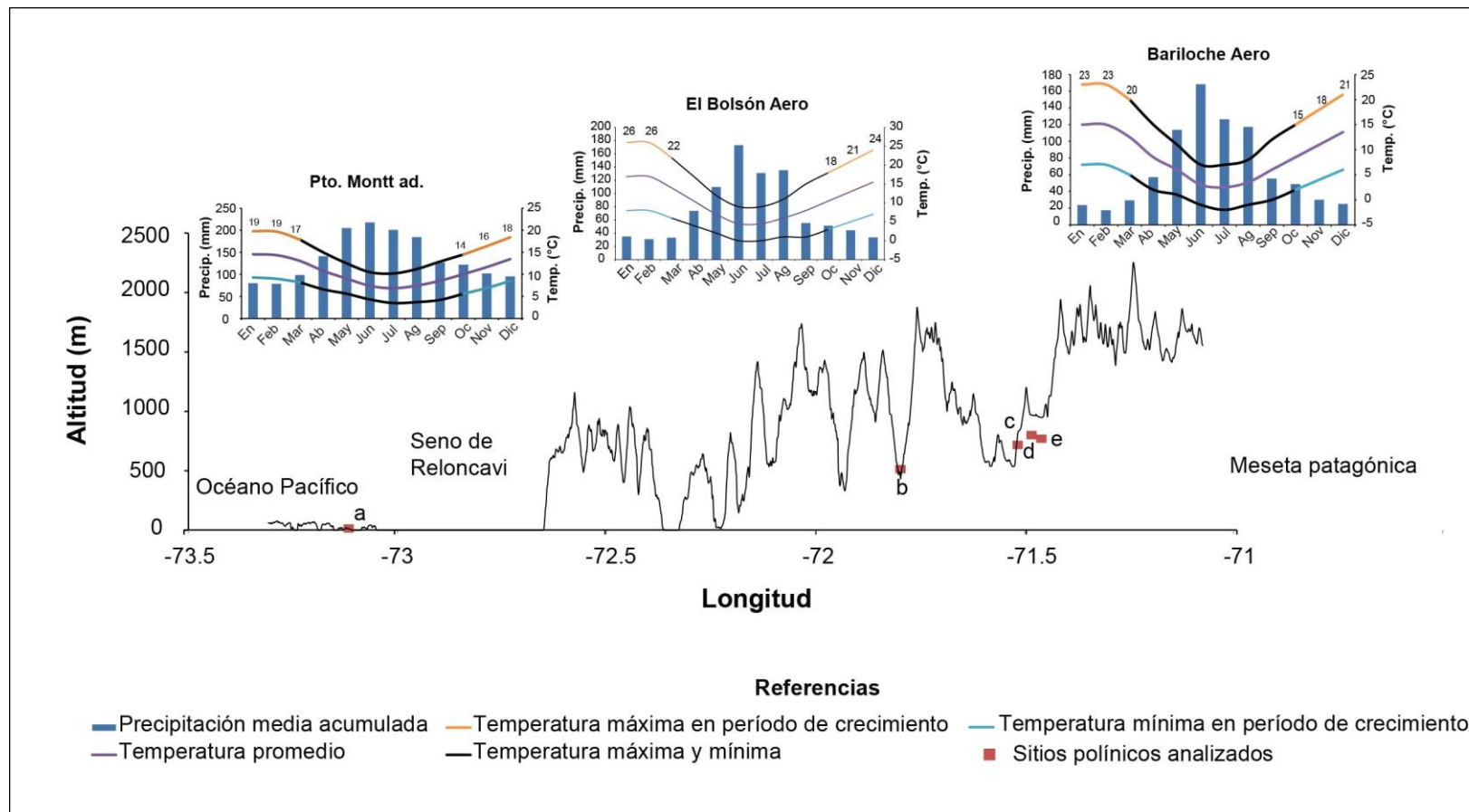


Figura 3.16. Perfil topográfico y climatogramas de precipitación acumulada mensual, correspondientes a una transecta oeste–este, entre los 41,5 - 41,7 °S. Las letras corresponden con las secuencias fósiles que serán discutidas en este capítulo. a: Lago Condorito, b: El Laguito del Morro, c: Laguna Huala Hué, d: Laguna El Trébol, e: Mallín Aguado.

Estación meteorológica	Latitud	Longitud	Altitud (m)	Referencias
Puerto Montt	-41,45	-73,10	87	Dirección Meteorológica de Chile - Servicios Climáticos (www.meteochile.gob.cl)
El Bolsón Aero	-41,95	-71,53	337	Servicio Meteorológico Nacional (www.smn.gob.ar)
Bariloche Aero	-41,15	-71,17	835	

Tabla 3.4. Ubicación de las estaciones meteorológicas utilizadas para la construcción de los climatogramas (precipitación anual acumulada y temperatura) de la figura 3.16

Sitio	Latitud	Longitud	Elevación (m)	Vegetación actual	Registro (años cal AP)	Referencia
Lago Condorito	-41,75	-73,12	28	Lago. Bosque lluvioso valdiviano	15.000	Moreno, 2004
El Laguito del Morro	-41,54	-71,80	505	Lago. Bosque per-húmedo de <i>Nothofagus dombeyi</i> .	13.200	Bianchi et al., 2023, Esta Tesis
Laguna Huala Hué	-41,52	-71,52	849	Laguna. Bosque mixto de <i>Nothofagus dombeyi</i> - <i>Austrocedrus chilensis</i>	13.500	Iglesias et al., 2012a
Laguna El Trébol	-41,07	-71,48	758	Laguna. Bosque mixto de <i>Nothofagus dombeyi</i> - <i>Austrocedrus chilensis</i>	15.300	Whitlock et al., 2006
Mallín Aguado	-41,00	-71,48	700	Mallín. Bosque mixto de <i>Nothofagus dombeyi</i> - <i>Austrocedrus chilensis</i>	17.000 años ¹⁴ C	Markgraf y Bianchi, 1999

Tabla 3.5. Datos de los sitios discutidos en este capítulo, ordenados de oeste a este.

Sitio	Transición glacial post-glacial (antes de los 14000 años AP)	Transición Glacial Tardío/Holoceno Temprano (14000 – 11000 años cal AP) y Holoceno Temprano (11000 - 8200 años cal AP)	Holoceno Medio (8200 – 4200 años cal. AP)	Holoceno Tardío (4200 años cal. AP – 2000 años cal AP)	Holoceno Tardío (2000 - 300 años cal AP)	Holoceno Tardío (últimos 300 años)
Lago Condorito	Presencia de elementos de bosque lluvioso nordpatagónico con algunas gramíneas. Baja actividad de incendios.	Desarrollo de un bosque dominado por <i>Weinmannia trichosperma</i> . Aumento de la frecuencia de incendios.	Expansión de <i>Nothofagus</i> junto con otras especies como <i>Podocarpus spp.</i> Y <i>Saxegothaea</i> . Disminuye la actividad de los incendios.	Continúa expandiéndose <i>Nothofagus</i> y los taxones del bosque lluvioso nordpatagónico. Baja actividad de incendios.	Disminución de <i>Nothofagus</i> y aumento de <i>Weinmannia trichosperma</i> . Aumento en la frecuencia de incendios.	Aumentan las hierbas de impacto, se mantiene <i>Weinmannia trichosperma</i> y <i>Tepualia stipularis</i> . Alta frecuencia de incendios superficiales.
El Laguito del Morro		Establecimiento de bosque húmedo diverso, con elementos de selva pluvial templada. Alta frecuencia de incendios hasta los 12000 años cal AP.	Desarrollo de un bosque puro y cerrado de <i>Nothofagus dombeyi</i> . Aumenta la frecuencia de incendios superficiales.	Expansión de <i>Austrocedrus chilensis</i> a expensas de <i>Nothofagus</i> . Aumento en los incendios severos.	Expansión de los arbustos de matorral a expensas de <i>Nothofagus</i> , acompañado de la disminución de <i>Austrocedrus</i> . Aumento de la frecuencia de incendios superficiales.	Aumenta nuevamente las hierbas y arbustos del matorral, Poaceae y decrece <i>Nothofagus</i> . Aumento de las hierbas de impacto. Alta actividad de incendios superficiales.

Laguna Huala Hué		Dominancia de un bosque abierto deciduo de <i>Nothofagus pumilio</i> cerca del ecotono bosque-estepa. Establecimiento de matorral dominado por Rhamnaceae. Incendios poco frecuentes y superficiales.	Expansión de <i>Nothofagus</i> hacia los 5000 años cal AP. Aumento en la frecuencia de los incendios.	Expansión de <i>Austrocedrus chilensis</i> hacia los 3860 años cal AP, y hacia los 4390 se expande nuevamente <i>Nothofagus</i> . Aumento en la frecuencia de incendios y la severidad.	Expansión de <i>Nothofagus</i> , y hacia los ca. 1300 años cal AP se estableció el bosque mixto <i>Nothofagus-Austrocedrus</i> . Aumento de incendios superficiales.	Se establece el matorral con aumento de Poaceae y arbustos de sotobosque. Aumento de hierbas de impacto. Incendios poco frecuentes y más severos.
Laguna El Trébol	Vegetación dominada por taxones herbáceos como Poaceae, Asteraceae, otras hierbas y algunos arbustos de <i>Nothofagus</i> . Baja actividad de incendios.	Se establece un bosque abierto de <i>Nothofagus</i> con elementos de estepa y matorral. Aumento de la actividad de incendios hacia los 12000 años cal AP.	Expansión de <i>Austrocedrus chilensis</i> a expensas de <i>Nothofagus</i> . Establecimiento de un bosque mixto <i>Nothofagus-Austrocedrus</i> . Aumento de incendios superficiales.	Aumento de <i>Nothofagus</i> a expensas de <i>Austrocedrus Chilensis</i> . Se mantiene un bosque mixto de <i>Nothofagus dombeyi-Austrocedrus Chilensis</i> . Alta frecuencia de incendios superficiales.	Establecimiento de un bosque mixto <i>Nothofagus-Austrocedrus</i> , acompañado con aumento de taxones de bosque abierto como Poaceae y Rhamnaceae. Alta actividad de incendios.	Disminución considerable de <i>Nothofagus</i> y aumentan los taxones indicadores de impacto humano. Aumentan los incendios superficiales.
Mallín Aguado	Estepa diversa de hierbas y arbustos, dominada por Poaceae, Asteraceae y Caryophyllaceae. Baja actividad de incendios.	Decrece la dominancia de hierbas y comienza a expandirse <i>Nothofagus</i> y el bosque húmedo. Aumentan los incendios.	Aumento en la variabilidad de taxones arbóreos y no arbóreos. Se establece un bosque abierto de <i>Nothofagus</i> . Algunos picos de incendio.	Expansión de <i>Austrocedrus chilensis</i> , donde se establece un bosque mixto. Disminuye la actividad de los incendios.	Aumento de <i>Nothofagus</i> y algunos taxones de bosque húmedo. Después de los 600 años cal AP decrece abruptamente Cupresaceae. Baja actividad de incendios.	Aumentan considerablemente las hierbas de estepa y los taxones indicadores de impacto. Aumento de los incendios.

Tabla 3.6. Resumen de las principales características de la historia de la vegetación y los incendios en los sitios discutidos en este capítulo.

Transición Glacial Post-Glacial (antes de los 14000 años AP)

Los registros polínicos con la resolución temporal más antigua de Patagonia Norte, situados al oeste de la Cordillera de los Andes indican que durante el Último Máximo Glacial, entre los 20.000 y los 14.000 años cal AP, predominaba una vegetación principalmente de bosque abierto dominada por Poaceae, Asteraceae y algunos parches de *Nothofagus tipo dombeyi* (Heusser et al., 1999; Moreno et al., 1999). Poco después de los ca. 20.000 años cal AP, comienzan a expandirse los taxones arbóreos, por ejemplo, elementos de selva pluvial templada y el Bosque Nordpatagónico, lo que sugiere el establecimiento de condiciones más húmedas (Tabla 3.6). Al este de los Andes, pocos son los registros palinológicos que llegan al período Tardiglacial (antes de los 14.000 años cal AP). Los registros ubicados al este de la Cordillera indicaron que antes de los ca. 18.000 años cal AP la vegetación que dominaba el paisaje era de tipo mosaico, con elementos de vegetación altoandina y de estepa. Por lo tanto, en la vertiente este de los Andes, el dominio de vegetación herbácea sugiere condiciones más secas durante el período glacial. La abundancia baja de las partículas de carbón vegetal sedimentario a lo largo de todo el gradiente, indica baja o nula actividad de incendios en la región (Figura 3.17, Tabla 3.6).

Transición Glacial Tardío/Holoceno Temprano (14.000 – 11.000 años cal AP) y Holoceno Temprano (11.000 - 8200 años cal AP)

Durante el período de la Transición Glacial Tardío/Holoceno Temprano, los datos polínicos indicaron un descenso altitudinal del Bosque Nordpatagónico en el lado oeste de la cordillera (Tabla 3.6) (Abarzúa y Moreno, 2008; Moreno et al., 1999). Estos cambios en la vegetación se registraron junto con un aumento de partículas de carbón sugiriendo aumento de incendios en la región (Figura 3.17).

En la vertiente oriental, el registro polínico de Laguna Huala Hué indicaron el establecimiento gradual de un bosque abierto de *Nothofagus* tipo *dombeyi* durante la transición al Holoceno (entre los ca. 14000 – 9000 años cal AP). En Laguna El Trébol, entre 12 000 y 9000 años cal AP, se observó la expansión del bosque, a expensas de los matorrales y la estepa (Whitlock et al., 2006). Otros estudios polínicos al sur del Lago Nahuel Huapi, como Lago Masecardi (Bianchi y Ariztegui, 2011), evidenciaron el desarrollo y la expansión de un bosque denso desde los valles protegidos de la cordillera. En algunos sitios protegidos (por ejemplo, El Laguito del Morro) del límite occidental de los Andes, se estableció un bosque húmedo altamente diverso de *Nothofagus* tipo *dombeyi*, con elementos de selva pluvial templada, en las zonas

cercanas a la cordillera (Bianchi et al., 2023) (Figura 3.17). A escala regional, las marcadas diferencias oeste-este estarían indicando que el gradiente de humedad era más pronunciado que el actual. A pesar de este marcado contraste, se han registrado incendios generalizados en las regiones hiperhúmedas de los Andes occidentales hasta la Patagonia oriental durante la Transición Glacial Tardío/Holoceno Temprano (Álvarez-Barra et al., 2022).

A comienzos del Holoceno en el Distrito de los Lagos, se estableció un mosaico de comunidades de bosque Nordpatagónico y selva pluvial templada (Tabla 3.6) (Moreno, 2004). En cambio, en sitios cercanos a la cordillera comenzó a expandirse un bosque siempreverde dominado por *N. dombeyi* (Bianchi et al., 2023; Bianchi y Ariztegui, 2011). En las zonas cercanas al ecotono, dominó un bosque abierto de *Nothofagus* (posiblemente *N. antartica*) con cantidades sustanciales de elementos de estepa y matorrales (Iglesias et al., 2012a; Whitlock et al., 2006). El bosque avanza hacia la estepa a lo largo de las laderas orientales de la cordillera. Se registró en todo el gradiente una alta actividad de incendios durante Transición Glacial Tardío/Holoceno Temprano (Abarzúa y Moreno, 2008; Bianchi et al., 2023; Iglesias et al., 2012a; Moreno, 2004; Whitlock et al., 2006). Estos cambios característicos en la vegetación y el régimen de incendios sugieren el establecimiento de condiciones más cálidas, disminución de la precipitación media anual y un posible aumento en la estacionalidad (Moreno, 2004).

Holoceno Medio (8200 – 4200 años cal. AP)

Durante el Holoceno Medio, en el oeste de los Andes se estableció un mosaico de especies de bosque nordpatagónico y valdiviano (Tabla 3.6) (Moreno, 2004). En el este, en las zonas cordilleranas, la cobertura de *Nothofagus dombeyi* se incrementa y el bosque se hace menos diverso y más cerrado (Bianchi et al., 2023). En el límite con la estepa, se estableció un bosque abierto de *Nothofagus tipo dombeyi* (posiblemente *N. antártica*) altamente diverso. A partir de los ca.6000 años cal AP comienza a producirse el reemplazo del antiguo bosque de *Nothofagus*, por el bosque mixto de *Nothofagus tipo dombeyi-Austrocedrus chilensis* en la región del Lago Nahuel Huapi (Tabla 3.6). Este proceso no fue sincrónico en el este de la cordillera a lo largo del gradiente espacial. En Lago El Trébol, se observó un incremento abrupto de *Austrocedrus chilensis* a partir de los 6000 años cal AP, mientras que en Mallín Aguado el aumento fue más gradual alrededor de los 5000 años cal AP (Markgraf y Bianchi, 1999). Estas diferencias espacio-temporales en la propagación de *Austrocedrus chilensis* podrían explicarse a partir de la hipótesis genética, que sugiere

que *A. chilensis* persistió en varios refugios glaciares (Pastorino y Gallo, 2002), y solo unos pocos se convirtieron en centros de dispersión y colonización. Estos cambios de vegetación, sugieren que en el Holoceno Medio prevalecieron condiciones más húmedas que en el Holoceno Temprano.

El régimen de los incendios presentó un aumento moderado de los incendios en el lado oeste de los Andes, en contraste, en el este, se produjo un incremento en la frecuencia de incendios superficiales y una disminución de incendios severos y de gran magnitud (Figura 3.17).

Holoceno Tardío

Período entre los 4200 y 2000 años cal AP

A comienzos de Holoceno Tardío los cambios en los ecosistemas del este y el oeste presentan diferencias muy marcadas. Durante este período, al oeste de la Cordillera de los Andes, el bosque lluvioso nordpatagónico continúa expandiéndose (Tabla 3.6), a la vez que en el lado este de la cordillera se produce un cambio significativo tanto en la vegetación como en el régimen de incendios. Hacia los ca. 3000 años cal AP, los bosques antiguos de *Nothofagus* son reemplazados por bosques mixtos con *Austrocedrus chilensis*, en El Laguito del Morro, Laguna Huala Hué y Mallín Aguado (Tabla 3.6, Figura 3.17). El régimen de incendios mostró marcadas diferencias entre el este y el oeste. En el oeste, la actividad de incendios fue baja, mientras que en el este se registró un aumento significativo en la frecuencia de incendios a lo largo del gradiente.

Estos cambios en el régimen de incendios y las precipitaciones, provocan un contraste bien marcado en relación al régimen de incendios, que tiene que ver con la humedad efectiva a lo largo del gradiente oeste-este a través de los Andes (Whitlock et al., 2007). Los combustibles leñosos del bosque lluvioso que se encuentran en el oeste, requieren de periodos largos de sequías para llegar a quemarse y son controlados por la humedad del combustible. Por otra parte, los combustibles finos generados en ambientes de estepa son rápidamente desecados y son lo bastante secos como para soportar fuegos aún durante años húmedos, pero de menor severidad y magnitud. En los bosques de *Austrocedrus* cerca del ecotono bosque-estepa, los incendios son más frecuentes después de años de condiciones climáticas más húmedas, lo que indica que la propagación del fuego está limitada por la cantidad de combustible fino (Kitzberger et al., 1997; Kitzberger y Veblen, 1999, 1997).

Por lo tanto los cambios observados en la vegetación y los incendios a lo largo del gradiente oeste-este podrían reflejar principalmente cambios en las precipitaciones, las cuales están vinculadas con cambios en la intensidad y posición latitudinal los Vientos del Oeste, que constituyen la principal fuente de humedad de la región.

Estos patrones en el régimen de incendio y cambios en la vegetación también podrían estar asociados con un incremento en la variabilidad climática interanual (Garreaud et al., 2009; Whitlock et al., 2007, 2006).

Período entre los 2000 y 300 años cal AP

Durante este período (entre los 2000 años cal AP – 300 años cal AP) en el Holoceno Tardío en la vertiente occidental de los Andes, el bosque lluvioso nordpatagónico fue reemplazado por bosques de *Weinmannia trichosperma* (Figura 3.17, Tabla 3.6. Resumen de las principales características de la historia de la vegetación y los incendios en los sitios discutidos en este capítulo. En la vertiente oriental, algunos bosques de *Nothofagus* que se encontraban en la zona Andina fueron reemplazados por matorral a expensas de *Nothofagus* y de *Austrocedrus*. En las zonas ecotonales (Laguna Huala Hué y Laguna El Trébol) se estableció un bosque mixto de *Nothofagus dombeyi*-*Austrocedrus chilensis*, junto con el aumento de especies arbustivas y de estepa (Rhamnaceae y Poaceae, en L Trébol) marcando condiciones más secas que antes. El régimen de fuego se caracterizó por presentar un aumento en la frecuencia de incendios en todo el gradiente, aumentando principalmente los incendios superficiales. Los resultados de El Laguito del Morro junto con los con registros publicados existentes (Figura 3.17, Tabla 3.6) permitieron demostrar que el registro de fuego presentó sincronía entre los registros de las secuencias del este y el oeste de la Cordillera.

Durante este período, posiblemente ocurrió un debilitamiento de los Vientos del Oeste (Fletcher y Moreno, 2012; Sottile et al., 2015), lo que habría disminuido la intensidad del gradiente de vegetación. Este patrón en el gradiente podría haber favorecido el desarrollo de un mosaico de parches de bosque abierto y comunidades arbustivas, facilitando la propagación de incendios.

Últimos 300 años

Durante los últimos 300 años cal AP en todos los sitios a lo largo del gradiente los incendios superficiales aumentaron en concordancia con un cambio en el uso de la tierra. La aparición de taxones introducidos en todos los sitios durante los últimos 300

años cal AP, fue acompañada por una disminución de *Nothofagus* (Figura 3.17). Estos cambios están relacionados con el asentamiento europeo, registrado entre los 600 y los 400 años cal AP. a lo largo de la Patagonia, los registros paleoecológicos muestran cambios pronunciados en la composición del bosque y los regímenes de incendio con el inicio del asentamiento europeo (Abarzúa y Moreno, 2008). En los sitios húmedos, el fuego creó y mantuvo los claros del bosque, como lo demuestran los datos de carbón vegetal sedimentario en Laguito del Morro, estudios dendrocronológicos (Parque nacional Nahuel Huapi) y los registros históricos (Kitzberger et al., 1997). Las diferencias geográficas en la vegetación y los diferentes regímenes de incendio podrían deberse al patrón espacial de la quema antropogénica para la tala de bosques (la desaparición de *Austrocedrus* en Mallín Aguado por ejemplo) (Tabla 3.6), el pastoreo y la introducción de especies exóticas, que alteraron la dinámica de numerosos ecosistemas en toda la región.

Si bien el incremento en la variabilidad climática habría sido el principal impulsor del cambio de vegetación durante el Holoceno Tardío, las interacciones entre las variaciones en la humedad disponible, el régimen de perturbación y la biología de las especies han sido cruciales para dar forma al mosaico de vegetación. La actividad reciente de incendios se le atribuye generalmente a los cambios interanuales entre períodos secos y húmedos (Holz et al., 2012) y a un mayor uso del fuego debido al aumento en las poblaciones humanas durante los últimos tres siglos (Iglesias y Whitlock, 2014).

Impacto humano en la región

En la Patagonia Norte existen registros de presencia humana desde los ca. 15.600 años cal AP (Dillehay et al., 2015) en el oeste de la Cordillera de los Andes (sitio arqueológico Monteverde), con evidencias de actividades de caza, recolección y la alimentación. Además, a lo largo de la costa del sur de Chile, se han reportado varios sitios arqueológicos anteriores a los ca. 5500 años cal AP (Gaete et al., 2000; Ocampo y Rivas, 2003), coincidentes con el aumento de la actividad de incendios en algunos registros de la región (Abarzúa y Moreno, 2008; Moreno, 2004). Datos arqueológicos indican presencia humana en la vertiente oriental en: Cueva Huemul, lat. 36°56'S (Barberena et al., 2010) y en el sitio El Trébol, lat 41°04'S (Hajduk et al., 2006) desde alrededor de los 10.600 años cal AP. Al este de la Cordillera de los Andes, la presencia humana estaba limitada a la estepa y los cazadores-recolectores accedían al bosque esporádicamente (Douglass et al., 2005; Méndez y Reyes, 2006, 2008).

Los registros polínicos, mostraron una disminución del polen de tipo *Nothofagus* tipo *dombeyi* en los últimos 200 a 400 años, acompañado de un aumento de las especies indicadoras de impacto como Asteraceae Chicorioideae. Estas especies son introducidas y están asociadas a la expansión de áreas abiertas, resultado de disturbios antrópicos como la ganadería y la agricultura, que han transformado las condiciones del paisaje.

En los sitios húmedos, el fuego creó y mantuvo aberturas en el bosque, como lo demuestran los datos de polen y de carbón vegetal en Laguna el Trébol, y El Laguito del Morro.

La llegada de los inmigrantes europeos a esta región se produjo durante los últimos 200 años cal AP, es decir, después de la década de 1850 (Kitzberger y Veblen, 1997). Debido a la colonización y el asentamiento europeo se han alterado los regímenes de incendios y la probabilidad de ignición por quemas accidentales y deliberadas convirtiendo áreas de bosque nativos en comunidades agrícolas, forestales y agro-pastoriles debido a la, introducción del ganado y pasturas, plantaciones de pinos y eucaliptos. La asociación entre el pastoreo y los incendios provocó un gran impacto tanto en la composición florística como la estructura de las comunidades de la región, generando condiciones ambientales óptimas para la expansión de hierbas indicadoras de impacto y matorrales.

Las prácticas del uso de la tierra se han intensificado (deforestación, ganadería y cultivo) lo que ha modificado las condiciones del combustible y la recuperación de la vegetación post-incendio (Mermoz et al., 2005). Los registros de polen y carbón vegetal en toda la Patagonia mostraron cambios pronunciados en la composición de los bosques y en los regímenes de incendio con el inicio de este último período mencionado anteriormente (Abarzúa y Moreno, 2008; Haberzettl et al., 2006). Los estudios de carbón vegetal también indicaron una disminución en la frecuencia de los incendios en los últimos siglos, lo que implicó que la acumulación de combustible, los impactos acumulados en el uso de la tierra y las sequías severas provocaron los graves incendios de las últimas décadas.

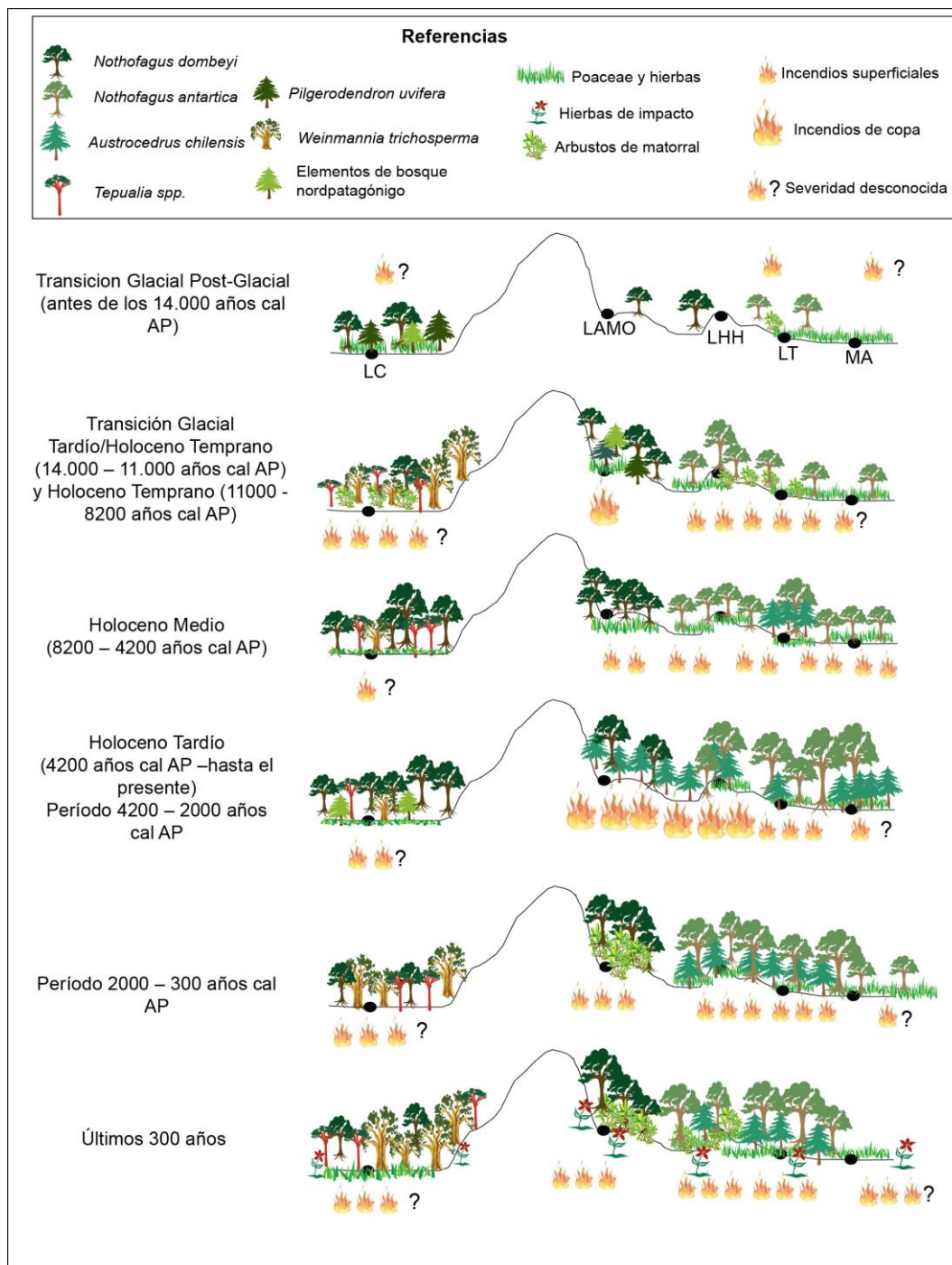


Figura 3.17. Reconstrucción esquemática de la vegetación y de los incendios a lo largo de un gradiente bioclimático Oeste-Este a partir de los datos presentados en esta Tesis (El Laguito del Morro: LAMO) y los registros publicados de sitios cercanos (Lago Condorito: LC, Laguna Huala Hué: LHH, Laguna El Trébol: LT, Mallín Aguado: MA)

Capítulo 4 : Historia de la vegetación y de los incendios durante el Holoceno Tardío en la Patagonia Central

4.1 Antecedentes

En Patagonia Central (44°S - 48°S), el estudio de la dinámica de los incendios al este de los Andes a partir de partículas de carbón vegetal sedimentario ha sido abordado mediante el análisis de registros sedimentarios de lagos y mallines. Las investigaciones destacadas por Moreno et al. (2019); Julian M. Szeicz et al. (2003); Villa-Martínez et al. (2012); Villa-Martínez y Moreno, (2021) se centraron principalmente en los bosques deciduos de *Nothofagus pumilio* y los de de Porras et al. (2012); Iglesias et al. (2016); Nanavati et al. (2019), en el ecotono bosque-estepa.

Comprender la historia paleoecológica de Patagonia es complejo por razones climáticas, geográficas e históricas. En primer lugar, la Patagonia Central está dentro del núcleo actual de los Vientos del Oeste y recibe altos volúmenes de precipitación durante todo el año. Este forzante de índole climático, sumados a la presencia de la Cordillera de los Andes, determinan la existencia de diferentes comunidades vegetales en un gradiente oeste-este. A escala de paisaje, los patrones de distribución de la vegetación resultan en respuesta a los gradientes ambientales y el patrón impuesto por los disturbios, tanto naturales como antrópicos. En segundo lugar, distintos grupos humanos han estado presentes en la Patagonia Central desde los ca. 12.000 años cal BP, y tanto los registros arqueológicos como los paleoecológicos sugieren el uso deliberado del fuego en la región. Sin embargo, se desconocen su alcance e influencia en el paisaje (Méndez et al., 2016).

En Patagonia Central se han producido avances en cuanto al conocimiento de los regímenes de incendios y la historia de la vegetación a partir del análisis de registros de secuencias sedimentarias fósiles (de Porras et al., 2014, 2012; Haberle y Bennett, 2004; Markgraf et al., 2007; Nanavati et al., 2019; Villa-Martínez y Moreno, 2021). Las investigaciones que relacionan la influencia de las perturbaciones (en especial los incendios) con las variaciones espacio temporales de la vegetación, son aún escasas. El estudio de los regímenes de incendio a partir de múltiples secuencias fósiles sedimentarios a lo largo de un gradiente bioclimático longitudinal presenta gran potencial para la reconstrucción paleoecológica del Holoceno Tardío en esta región.

En este contexto, los objetivos particulares que se desarrollarán en este capítulo son:

- a) Reconstruir la historia de la vegetación para el Holoceno Tardío a lo largo del gradiente bioclimático oeste-este entre los 44-47° sur en base a los registros de polen y de carbón recuperados de sedimentos lacustres de ambas vertientes de los Andes.
- b) Describir el régimen de incendios de la cuenca de Mallín El Toqui y Laguna Alta analizando las partículas de carbón vegetal sedimentario.
- c) Relacionar los cambios en la vegetación con el régimen de incendios, en Mallín El Toqui y Laguna Alta durante el Holoceno Tardío a partir de la interpretación de los registros de polen y CVS.
- d) Comparar los resultados obtenidos en Mallín El Toqui y Laguna Alta con los de otros sitios polínicos ubicados a lo largo del gradiente bioclimático oeste-este entre los 44°-47° S.
- e) Analizar la influencia del impacto antrópico en la vegetación y el régimen de incendios durante distintos momentos de poblamiento (pueblos originarios, colonización europea, pobladores actuales) en las cuencas estudiadas.
- f) Evaluar la influencia de las variaciones climáticas en la interacción vegetación-fuego a lo largo del gradiente este- oeste durante el Holoceno Tardío.

4.2 El clima de la Patagonia Central

La Patagonia Central, se caracteriza por tener un marcado gradiente de precipitación de oeste a este (al igual que Patagonia Norte), que resulta de las lluvias orográficas asociadas con tormentas que aumentan la precipitación local causadas por el ascenso de las masas de aire cargadas de humedad a lo largo de las laderas andinas en el oeste, dando paso a la subsidencia y la aceleración de los vientos privados de humedad a lo largo de las laderas de los Andes hacia el este (Garreaud et al., 2013).

En Patagonia Central y Sur, la banda latitudinal de precipitación máxima coincide con la intersección de la línea costera que corresponde a la franja geográfica que delimita la costa, y las líneas de tormenta: 45°–55° S en verano y 35 - 45 S en invierno. Datos de estaciones meteorológicas y de reanálisis a lo largo del oeste de la Patagonia muestran que hay una correlación positiva entre la velocidad de los Vientos

del Oeste y la precipitación local y esta relación se extiende a sectores adyacentes a las laderas del este de los Andes (Garreaud et al., 2013; Moreno et al., 2014). Por lo tanto, los cambios en la precipitación local en la región de Aysén (45°S) están relacionados, en gran medida, con la intensidad de los Vientos del Oeste. Las precipitaciones siguen una distribución unimodal, lo que significa que hay un único período del año en el que se concentra la mayor parte de la precipitación, con un máximo en esa estación. En el invierno austral, las condiciones son más húmedas y en el verano se establece un clima más seco (Van Daele et al., 2016). En esta región el total de precipitaciones anuales va desde los 3500 mm en la costa del Pacífico a 450 mm cerca de la frontera entre Chile y Argentina (Figura 2.5). De oeste a este el gradiente de temperatura es menos pronunciado que el de precipitación. La temperatura media anual registrada en la estación Coyhaique Alto (45° S, 71,833° O) alcanza los 6,5°C y hay una diferencia estacional de alrededor de 8°C para el período 1994-2010. En contraste, en la estación de Chile Chico (46° S, 71,583° O), más al este, la temperatura media anual es de aproximadamente 8°C, lo que resalta una menor variabilidad térmica en comparación con la estación Coyhaique Alto, pero aún refleja el gradiente térmico que se observa en la región. (DGA chilena, <http://www.dga.cl>) (Figura 2.5).

En la Patagonia Central las correlaciones de campos climáticos muestran que el clima está débilmente teleconectado con la variabilidad del ENOS (Garreaud, 2009; Garreaud et al., 2009), lo que sugiere una menor influencia de las anomalías de presión relacionadas con la convección tropical del Pacífico (Garreaud et al., 2009). Para esta región el forzante principal es el Modo Anular del Sur (o SAM), y se define por el patrón oscilante de anomalías sincrónicas de la presión del nivel del mar zonal entre la Antártida y una banda circumpolar a 40° S (Thompson et al., 2011). La fase positiva de SAM indica una presión superficial más baja sobre la Antártida y un desplazamiento hacia los polos de los Vientos del Oeste, lo que a su vez se correlaciona con temperaturas más cálidas y precipitaciones más bajas en las latitudes medias (Garreaud et al., 2009). De acuerdo con estas teleconexiones climáticas, las fases positivas de SAM durante la primavera y el verano austral inducen condiciones más cálidas y secas (Grissino-Mayer, 1995), es decir primaveras-veranos más cálidos en Patagonia Central y Sur. (Garreaud et al., 2009).

4.3 Contexto geomorfológico de la región

Las dos secuencias sedimentarias estudiadas, Laguna Alta y Mallín El Toqui, se encuentran dentro de la región de Aysén, comprendida entre las coordenadas 44°-46° 19'S y 72° 10'-71° 28'O, al este de la cordillera de Los Andes (Figura 4.1). La topografía andina de esta región presenta pendientes abruptas que permiten grandes variaciones altitudinales. Las montañas más occidentales dan a canales de agua salada y fiordos esculpidos por la erosión del hielo patagónico que cubrió la región durante la última glaciación (Clapperton y Sugden, 1988). Los ríos más importantes de la región nacen en la vertiente oriental de la Cordillera de los Andes, escurriendo a través de ésta, atravesando valles y desfiladeros, desembocando en amplios fiordos en el Océano Pacífico.

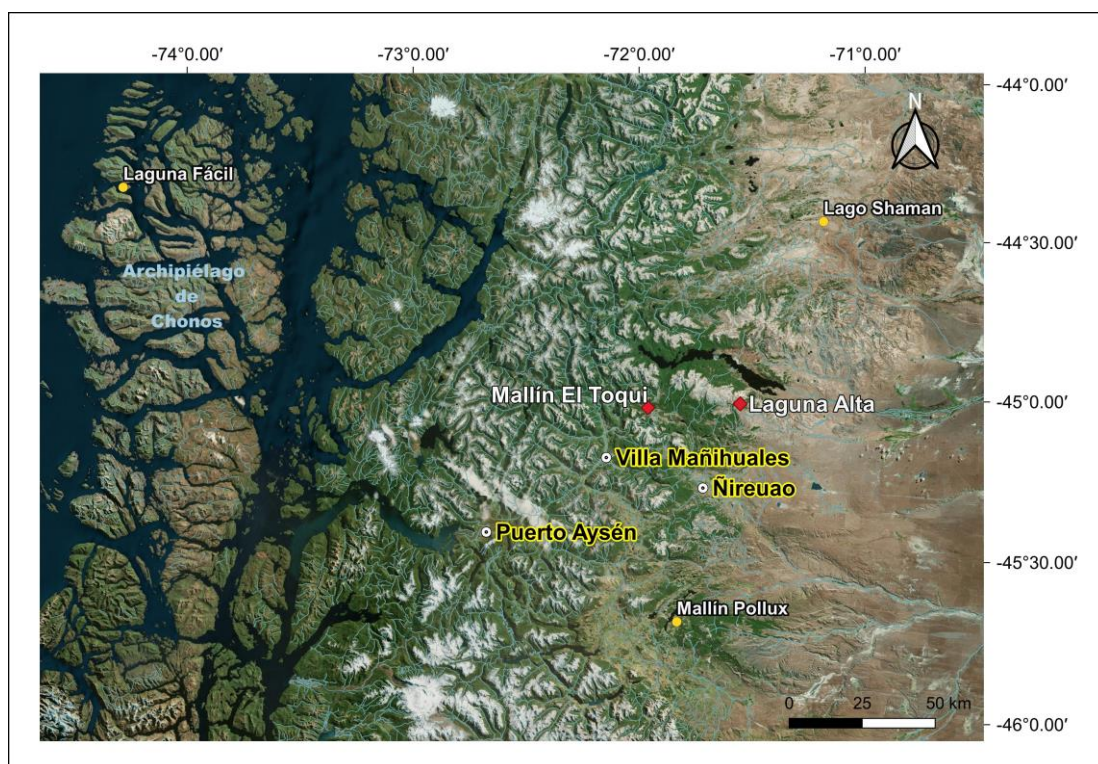


Figura 4.1. Principales geoformas, cuencas hidrográficas y ciudades del área de estudio, con círculos rojos se indican los sitios de estudio de Mallín El Toqui y Laguna Alta en Patagonia Central. Los círculos amarillos indican los sitios utilizados para la comparación en el gradiente.

4.4 Distribución de la vegetación en la Patagonia Central

En Chile, estudios fisonómicos y florísticos han reconocido unidades o pisos de vegetación, (Gajardo, 1994; Luebert y Pliscoff, 2006; Pisano, 1997; Schmithüsen, 1956), a lo largo del gradiente oeste-este de precipitación. Hacia el oeste, en la proximidad con el océano Pacífico, se encuentra las regiones del Bosque Siempreverde y de las Turberas que se caracterizan por las altas precipitaciones (2000 y 4000 mm anuales) y temperaturas relativamente bajas y estables. La vegetación característica del bosque siempreverde (Bosque Nordpatagónico) es la formación de densos bosques con *Nothofagus nítida*, *Nothofagus betuloides*, *Drimys winteri*, *Podocarpus nubigena*, como las especies principales, junto con *Pilgerodendron uvífera* en ambientes hiperhúmedos. En las islas del Archipiélago de Chonos predomina el bosque siempreverde resinoso donde se destaca la presencia de *Pilgerodendron uvífera* como especie principal, acompañada por, *Tepualia stipularis*, *Drimys winteri*, entre otras. Las turberas de esta sub-región son comunidades que están presentes en ambientes muy húmedos y fríos. Las especies representativas son *Oreobolus obtusangulus*, acompañada por *Donatia fascicularis*, *Empetrum rubrum* y *Astelia pumila*. En la vertiente oriental de los Andes y en la transición entre el bosque húmedo y la estepa se encuentra el Bosque deciduo de *Nothofagus pumilio*. Este bosque está localizado en laderas orientales de la Cordillera de los Andes (entre los 400 y 1000 mm anuales de precipitación), en la región de Aysén, Chile entre los 500 y 1250 m de altura y en la Provincia de Chubut, Argentina entre los 900 y los 1400 m s. n. m. La especie característica dominante en el estrato arbóreo es el *Nothofagus pumilio* y en sectores más húmedos se mezcla con *Nothofagus betuloides*, asociado con *Berberis ilicifolia* hacia el este. *Escallonia alpina*, *Berberis serratodentata*, *Myoschilos oblonga* y *Maytenus disticha* representan el estrato arbustivo (Figuras 4.2 y 4.3).

Localizado en las laderas bajas entre los 600 y 1200 m s. n. m. de la región de Aysén y Argentina, en la transición entre el bosque deciduo y la estepa Patagónica se encuentra el matorral arborescente de *Nothofagus antarctica* y *Berberis microphylla*. El estrato arbóreo característico está compuesto por *Nothofagus antarctica*-*Berberis microphylla*, con especies arbustivas acompañantes como *Ovidia andina* y *Ribes magellanicum*. En el estrato herbáceo dominan *Blechnum penna-marina*, *Fragaria chiloensis*, *Geranium berterianum* y *Osmorhiza chilensis*. Hacia el límite oriental, en el sector más árido (precipitación menor a 500 mm anuales) se encuentra la Estepa Patagónica. En Chile dentro de la región de Aysén (Estepa Patagónica de Aysén) y en Argentina, dentro en las provincias de Río Negro, Chubut y Santa Cruz (Estepa

graminosa; Provincia Patagónica, Distrito Subandino). Las especies dominantes son *Festuca pallescens*, *Mulinum spinosum* y *Acaena splendens*. Algunas de las especies acompañantes son *Bromus setifolius*, *Festuca argentina*, *Hordeum comosum*, *Vicia magellanica*, *Polygala darwiniana*.

En el distrito Occidental y Central de la Provincia fitogeográfica Patagónica (Argentina), se encuentran las estepas arbustivas y subarbustivas colonizando el gradiente más xérico, con precipitaciones anuales entre los 300 y los 200 mm (Leon et al., 1998; Oyarzabal et al., 2018). Dependiendo de las precipitaciones, la distribución de este tipo de estepa va desde la zona extra-andina, con estepa arbustiva/graminosa, hasta la estepa arbustiva. La primera (Distrito Occidental) está dominada por *Pappostipa speciosa*, *Pappostipa humilis*, *Poa ligularis* y *Poa lanuginosa*. Las acompañan algunos arbustos como *Adesmia volckmannii* y *Berberis microphylla*. Por último, las estepas arbustivas y subarbustivas (Distrito Central) son las que se desarrollan donde la precipitación es menor a los 200 mm anuales (Leon et al., 1998). En las estepas arbustivas dominan principalmente *Colliguaja integerrima*, *Nassauvia glomerulosa*, *N. ulicina* y *Chuquiraga aurea* (Figuras 4.2 y 4.3)

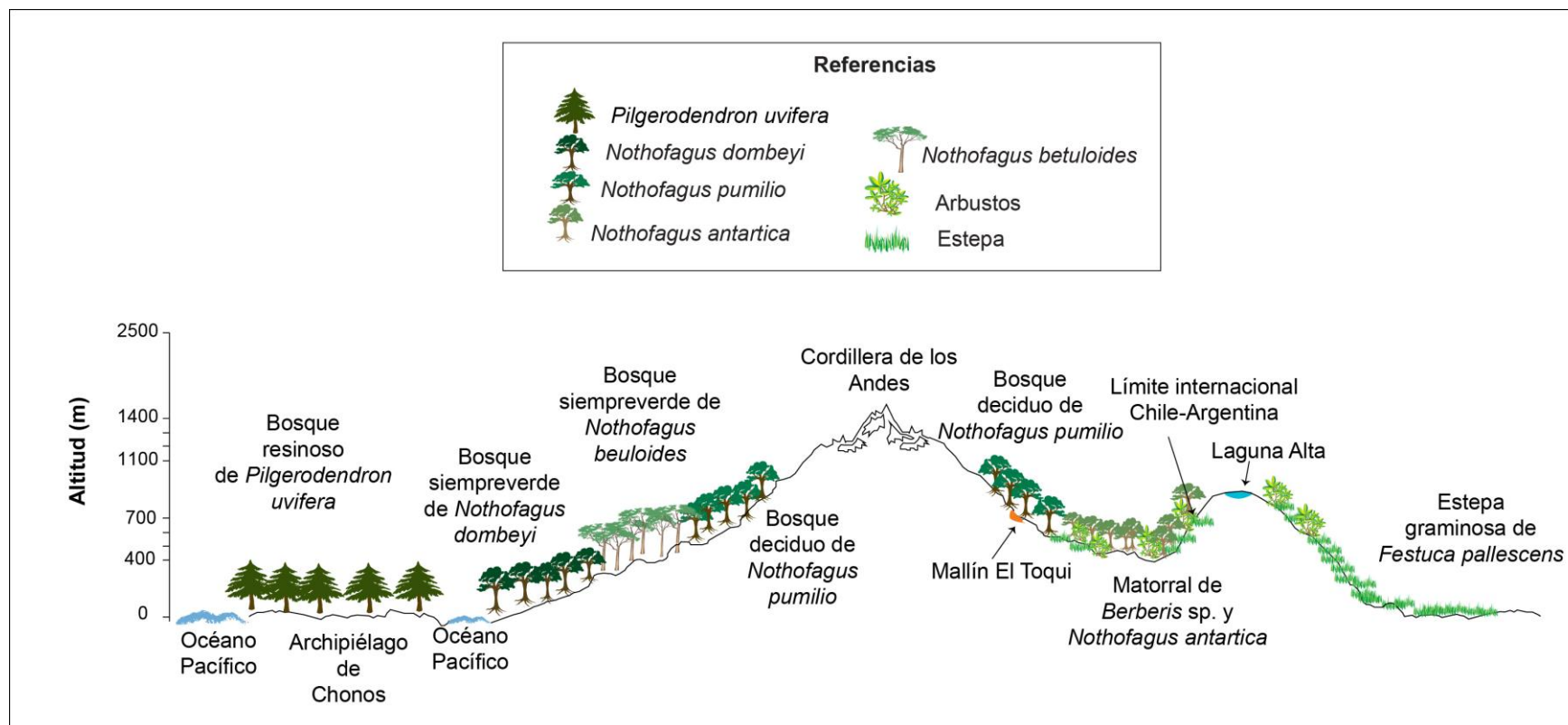


Figura 4.2. Perfil de la vegetación a lo largo de una transecta oeste-este, que muestra las diferentes unidades de vegetación nombradas en este capítulo y los sitios de muestreo Mallín El Toqui y Laguna Alta (Cabrera, 1971; Gajardo, 1994; Oyarzabal et al., 2018; Schmithüsen, 1956; Villagrán, 1980)

4.5 Localización y caracterización de los sitios de estudio

La zona donde se realizaron los muestreos de secuencias fósiles se encuentra cercano a los valles del río El Toqui y río Ñirehuao (45 ° S) al sur de Río Cisnes (Figura 4.1y Figura 4.3). Estos valles estuvieron cubiertos por la capa de hielo patagónico durante el Último Máximo Glacial (García et al., 2019). En sus secciones intermedias, se encuentran pequeños lagos y turberas extendidas dentro de cuencas de rocas cerradas. En el área, los valores de precipitación varían entre los 2600 mm anuales sobre la costa oeste (Puerto Aysén) y los 450 mm cerca del límite Argentina-Chile, El rango de temperatura media anual oscila entre los 3,9 y 9° C.

A lo largo de toda la Patagonia, especialmente en el sur (45°- 55°S), los mallines y turberas (“peatlands”), están distribuidos dentro de los bosques templados, y juegan un rol esencial en el mantenimiento del balance de agua de los bosques. Estas turberas, y las comunidades de vegetación asociadas, tienen una distribución espacial principalmente en función del régimen de precipitaciones. Se desarrollan especialmente en los fondos de los valles y en las laderas en donde existe un aporte de agua permanente. El complejo de turberas de la tundra Magallánica se encuentra en la costa oeste de los Andes, donde las condiciones son hiperoceánicas y la precipitación es mayor a 7000 mm anuales. En la ladera este de los Andes, se encuentran las turberas dominadas por *Sphagnum*, que se extienden dentro de los bosques siempreverde y bosques deciduos dominados por *N. pumilio* y *N. antartica*, en donde la precipitación anual excede la evapotranspiración (entre 400-1000 mm) (Loisel y Yu, 2013; Pisano, 1997). La superficie de estas turberas está cubierta casi en su totalidad por *Sphagnum magellanicum*. También es posible encontrar *Sphagnum cuspidatum*, *Drepanocladus spp.* (Briophyta), *Marsippospermum grandiflorum* y *Tetroncium magellanicum* entre las Juncáceas, *Carex spp.* entre las Ciperáceas (Loisel y Yu, 2013) y *Caltha sagitata*, *Anagalis alternifolia*, *Samolus spathulatus*, *Pratia longiflora*, *Gentianella magellanica* entre las dicotiledóneas.

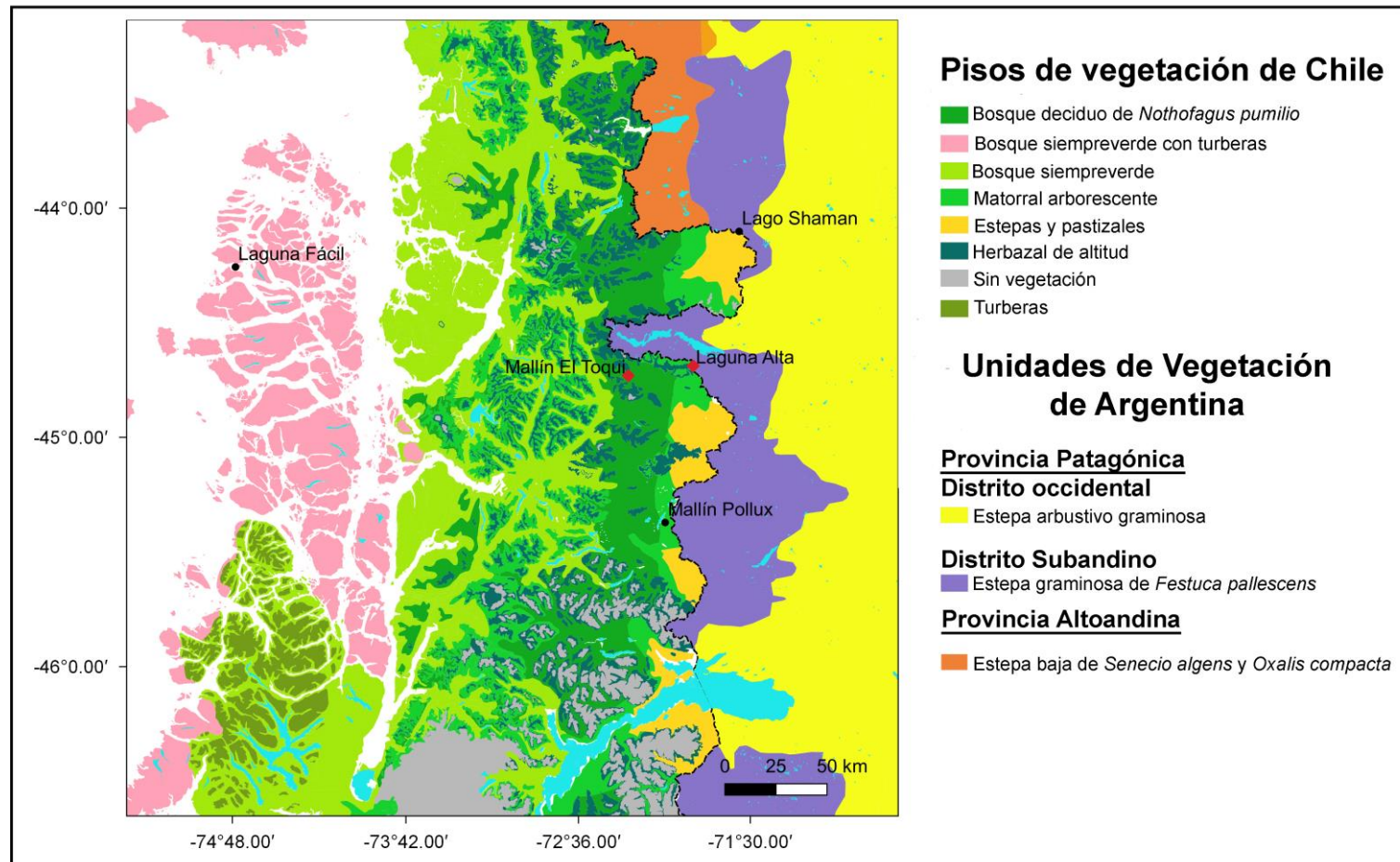


Figura 4.3. Mapa de la vegetación de Patagonia Central. Modificado a partir de (Cabrera, 1971; Gajardo, 1994; Leon et al., 1998; Luebert y Plissock, 2006; Oyarzabal et al., 2018)

La secuencia sedimentaria Mallín El Toqui (45° 1'5.27"S; 71°57'37.74"O), se ubica en un mallín de *Sphagnum* con drenaje interno, al Norte de la ciudad de Coyhaique, cerca del Distrito Minero El Toqui, Chile (Figura 4.3). Está situado dentro del bosque deciduo templado andino de *Nothofagus pumilio* / *Berberis ilicifolia* (Luebert y Pliscoff, 2006) y la vegetación actual que rodea este sitio está representada principalmente por *Nothofagus pumilio*, *Pilgerodendron* spp., *Luzuriaga* spp., *Myrteola* spp., *Sphagnum* spp., *Gavilea* spp. y especies de la familia Poaceae (Figura 4.4).

Los incendios han alterado el paisaje del bosque de *Nothofagus pumilio*, dejando un sotobosque ralo y algunas hierbas.



Figura 4.4. Muestreo en el Mallín El Toqui.

La secuencia obtenida en Laguna Alta (45° 0'34.56"S; 71°32'15.67"O) se extrajo de un pequeño cuerpo de agua de 10,6 m de profundidad, encerrada en una morena terminal, a 1350 m a. n. m. aproximadamente, cerca del límite entre Chile y Argentina. La laguna está ubicada dentro del ecotono bosque-estepa entre el matorral de *Nothofagus antártica* y la estepa graminosa de *Festuca pallenscens*. La vegetación actual que la rodea es de tipo estepa fría de altura con una alta diversidad que incluye *Empetrum rubrum*, *Gaultheria* spp., Poaceae, *Oxalis* spp., *Perezia* spp., *Senecio* spp., *Calceolaria* spp., *Arenaria* spp., *Azorella* spp., *Escallonia* spp, otras especies de las familias Calyceraceae, Asteraceae (Asteroideae, Mutisioideae) y Fabaceae. Esta estepa se encuentra asociada con parches discretos de bosque de *Nothofagus pumilio* y *Nothofagus antártica* (Figura 4.5).

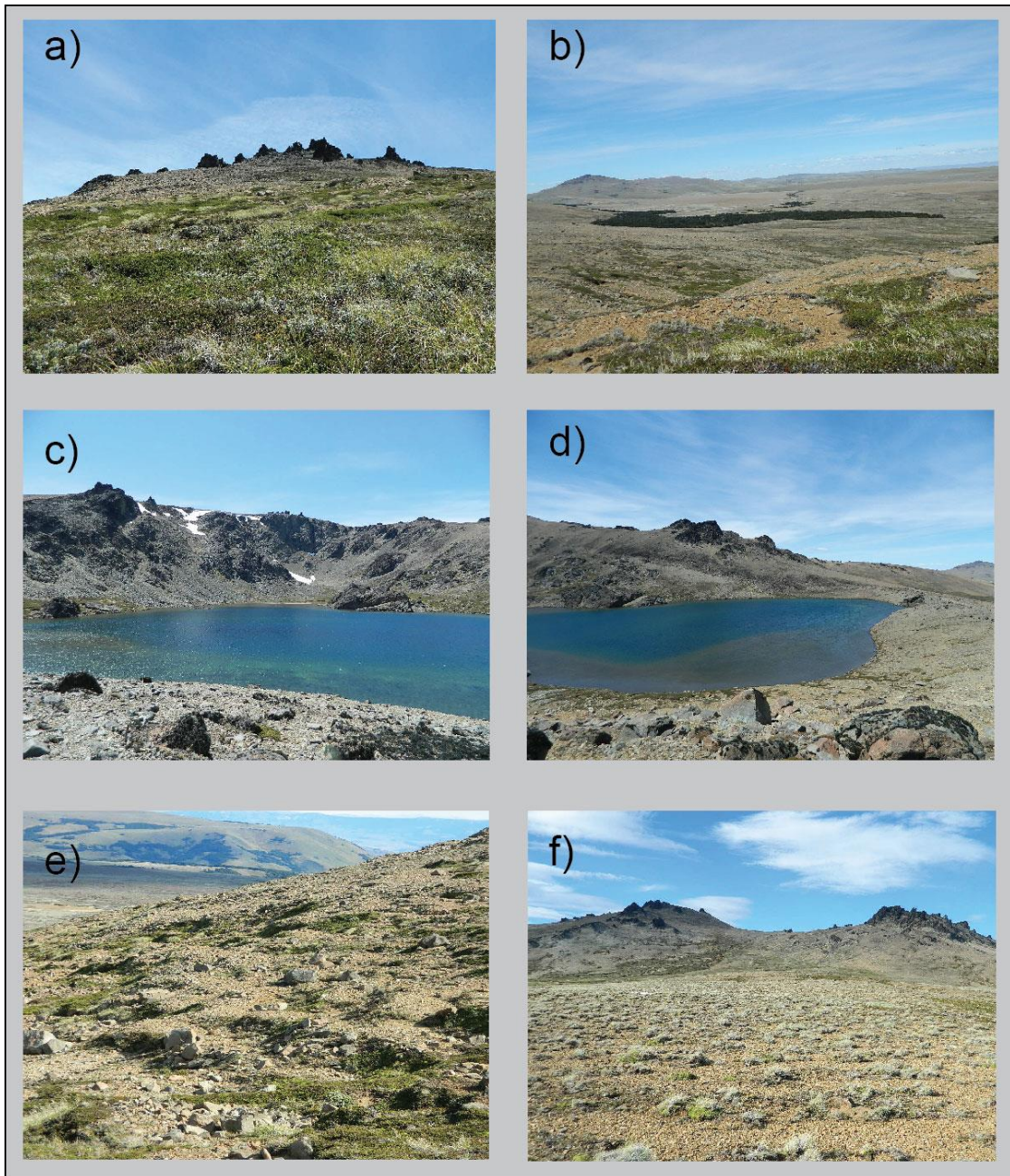


Figura 4.5 Vegetación característica de Laguna Alta. A), e) y f) Vegetación local y regional con especies principales de las familias Poaceae y Asteraceae b) parches de *Nothofagus antarctica*. c) y d) geomorfología de algunos aspectos la costa de Laguna Alta

4.6 Metodología

4.6.1 Trabajo de campo

Durante la campaña que se realizó en el año 2015, se extrajeron secuencias sedimentarias pertenecientes a una laguna y un mallín. La secuencia que pertenece a Mallín El Toqui (MET) fue extraída con un muestreador Livingston a pistón y tiene una longitud de 645 cm. La secuencia de Laguna Alta (LAL) tiene una longitud aproximada de 150 cm y fue extraída con un muestreador de gravedad Uwitec desde un bote, ubicado cerca del centro de la laguna, donde la profundidad es de aproximadamente 8,5 m. En el campo, los testigos fueron extruídos, envueltos en papel film y colocados dentro de tubos de PVC para protegerlos de la contaminación y de la oxidación. Luego fueron trasladados al Laboratorio de Paleoclimatología del Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas-Universidad de La Serena, Chile, donde fueron almacenados y refrigerados en cámara fría a 4°C. Este trabajo fue llevado a cabo por el equipo de investigación de dicho laboratorio, bajo la supervisión del Dr. Antonio Maldonado.

4.6.2 Litología y Cronología

En el laboratorio, se realizó la descripción litológica de los testigos, con el mismo criterio que el utilizado para el testigo LAMO (Capítulo 3). Además, se le tomaron imágenes de rayos X lo que ayudó a la identificación de los niveles de tefra y posterior descripción litológica de ambas secuencias (Figura 4.6 y Figura 4.15).

Para construir una cronología precisa y adecuada, como se describió en el capítulo 3 para LAMO, se realizaron siete dataciones radiocarbónicas (^{14}C) en el sitio MET y cinco en LAL, a partir de muestras de macrofósiles vegetales. Las dataciones fueron calibradas con la curva de calibración del Hemisferio Sur (SHCal13) (Blaauw, 2010) y luego se confeccionó un modelo de edad-profundidad aplicando una regresión polinomial de orden 4 con el software Clam 2.2 (Blaauw, 2010) (Tablas 4.1 y 4.2). Se excluyó la edad radiocarbónica 1705 ± 23 de MET para realizar el modelo de edad, debido a una reversión y un cambio en la velocidad de sedimentación no observada en la sedimentología (Tabla 4.1).

Labo ID	Prof. superior (cm)	Prof. inferior (cm)	Edad ¹⁴ C AMS	±	Años cal AP
D-AMS 017349	74	75	1522	19	1408
D-AMS 018455	175	176	3822	28	4058
D-AMS 017351	234	235	1705	23	5340
D-AMS 017352	380	381	6506	27	7350
D-AMS 017353	516	517	8048	39	9008
D-AMS 017354	618	619	10109	34	11481

Tabla 4.1 Dataciones radiocarbónicas y calibradas de Mallín El Toqui. En rojo, la edad radiocarbónica excluida.

labo ID	Prof. superior (cm)	Prof. inferior (cm)	Edad ¹⁴ C AMS	±	Años cal AP
D-AMS 018456	9	10	905	25	757
D-AMS 018457	45	46	2775	34	2832
D-AMS 018458	73	74	4169	30	4681
D-AMS 018459	99	100	5913	39	6678
D-AMS 017348	120	121	6838	40	7641

Tabla 4.2. Dataciones radiocarbónicas y calibradas de Laguna Alta

4.6.3 Análisis polínico

Para el análisis polínico, se tomaron submuestras de 1 cm³ para ambas secuencias a intervalos de 8 cm para la secuencia de MET^{cd} y 1 cm para LAL^e. Las muestras de los testigos fueron colocadas en bolsas herméticas para su posterior procesamiento.

La extracción físico-química de los granos de polen fue realizada mediante la técnica estándar (Bennett y Willis, 2001), para todas las secuencias.

Cada muestra fue colocada en vasos de precipitados con 25 cm³ con una solución KOH al 10 % (para deflocular arcillas y eliminar ácidos húmicos) con el agregado una de tableta de *Lycopodium* exótico para calcular la concentración polínica (granos cm⁻³) por gramo de sedimento y la tasa de acumulación de polen (PAR, granos/cm²/año¹). Estas muestras se dejaron reposar por un mínimo de 24 hs (para disgregar el sedimento) y luego se filtraron con agua destilada a través de un tamiz de 125 µm de apertura de malla. El material filtrado se lavó y se centrifugó (ver anexo I), lo que

^c La extracción de muestras se realizó en el laboratorio de paleoclimatología del Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas-Universidad de La Serena, Chile

^dEl procesamiento polínico fue realizado en el laboratorio de Geología del cuaternario del IANIGLA, Mendoza, Argentina

^e El procesamiento polínico fue realizado en el laboratorio de paleoclimatología del Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas-Universidad de La Serena, Chile

permitió remover los fragmentos minerales separándolos de las partículas orgánicas, según su densidad relativa.

Los siguientes pasos se realizaron bajo campana y comprendieron la eliminación de carbonatos agregando HCl al 10% por 5 minutos en caliente, la eliminación de silicatos con HF al 48 % por 15 minutos y la eliminación de celulosa mediante acetólisis (ver anexo I). Por último, las muestras procesadas se guardaron en tubos de hemólisis rotulados, a los que se agregaron tres gotas de glicerina fenicada.

Las muestras polínicas se montaron en cubreobjetos y se sellaron con parafina.

Recuento polínico

El recuento y análisis de polen, se realizó bajo microscopio óptico (Leica^f) con magnificación entre 400X y 1000X. Por cada muestra, se contabilizaron al menos 300 granos de polen para la suma de polen terrestre, excluyendo los taxones acuáticos y palustres, que se incluyeron en la Suma Total. Para la identificación de los palinomorfos, se utilizaron los atlas de polen de D'Antoni y Markgraf, (1978); Heusser, (1971) y la palinoteca de referencia de Mallín El Embudo (Flavia Quintana, comunicación personal).

Los granos de polen se identificaron, en lo posible, a nivel género pero muchos palinomorfos solo pudieron ser identificados a nivel familia. Las especies de *Nothofagus* tienen granos de polen similares y fueron agrupados en dos tipos *Nothofagus* tipo *dombeyi* y *Nothofagus* tipo *obliqua*. *Nothofagus pumilio* y *Nothofagus antartica* fueron incluidos dentro del grupo *Nothofagus* tipo *dombeyi*.

Análisis de los datos polínicos

Se analizaron 28 muestras del testigo MET y 30 de LAL con el objetivo de analizar los últimos 5000 el caso de MET y los últimos 2000 años en el caso de LAL.

Los recuentos polínicos fueron ingresados en el software TILIA 2.6.1 (Grimm, 2019) para realizar los análisis estadísticos y diagramas de polen. Para facilitar la interpretación y análisis de los datos, los taxones polínicos con valores <1%, en el diagrama de polen, se agruparon según sus afinidades ecológicas (Tablas 4.3 y 4.4). Se calculó el porcentaje de cada taxón a partir de la suma polínica de cada muestra (recuento total de granos de polen terrestres por muestra), excluyendo a los taxones

^f Procedimiento hecho en el departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (DCAO), gentileza del Dr. Claudio Fabían Pérez

extra-locales (*Podocarpus*, *Saxegothaea* y *Araucaria*), acuáticos, palustres e indeterminados.

Para facilitar la descripción y la correlación de los datos se identificaron zonas polínicas aplicando el algoritmo matemático Cluster Analysis, CONISS (Grimm, 2019), incorporado dentro del software TILIA 2.6.1 (Grimm, 2019) Se calculó la tasa de depositación polínica (PAR, granos/cm²/año¹) para diferentes tipos polínicos, agrupados de acuerdo con sus afinidades ecológicas en las dos secuencias sedimentarias: *Nothofagus*, hierbas y arbustos de bosque cerrado, taxones de bosque abierto, Poaceae, arbustos de estepa, hierbas de estepa, hierbas de impacto.

Se realizó un análisis de rarefacción para ambas secuencias, utilizando un recuento estándar de 300 granos de polen terrestre. El análisis de rarefacción estima la riqueza de tipos polínicos en función del recuento polínico más pequeño del grupo de muestras que se comparan (Birks y Line, 1992). La riqueza palinológica se calculó con el software Psimpoll 4.27 (Bennett, 2003).

Hierbas de bosque	Larga distancia	Acuáticas y palustres
Malvaceae	<i>Podocarpus nubigena</i>	<i>Elodea</i> .
Urticaceae	<i>Saxegothaea conspicua</i>	Juncaceae
Liliaceae	<i>Araucaria</i>	<i>Triglochin</i>
		Algae 1
		Algae 2
		<i>Glomus</i>
		<i>Botryococcus</i>
		Poligonaceae
		<i>Anemone</i>
		<i>Gunnera</i>
		Cypereceae
		<i>Myriophyllum</i>

Tabla 4.3. Taxones polínicos con valores <1% reunidos en grupos ecológicos para MET

Bosque cerrado	Bosque abierto	Matorral	Hierbas de estepa	Arbustos de estepa	Hierbas de impacto	Larga distancia	Acuáticas y palustres
<i>Aristotelia</i>	<i>Escallonia</i>	<i>Maytenus</i>	<i>Gomphrena</i>	<i>Salvia</i>	<i>Pinus</i>	<i>Podocarpus nubigena</i>	Lyliaceae
<i>Hydrangea</i>	<i>Lomatia/ Gevuina</i>	<i>Berberis</i>	<i>Perezia</i>	<i>Atriplex lampa</i>	Chenopodiaceae	<i>Saxegothea conspicua</i>	Gunnera
Myrtaceae	<i>Lepidoceras kingii</i>	Fabaceae/ Caespilonoideae	Hydrophyllaceae	<i>Ephedra</i>	<i>Rumex</i>	<i>Araucaria</i>	<i>Potamogeton</i>
<i>Drimys winteri</i>		Fabaceae/ Mimosoideae	Tecophilaeaceae	Euphorbiaceae			Cypereceae
<i>Embothrium coccineum</i>		<i>Ovidia andina</i>	Iridaceae	<i>Pernettya</i>			<i>Myriophyllum</i>
Asteraceae/ Mutisieae		<i>Latyrus</i>	<i>Euphrasia</i>	<i>Gaultheria</i>			Juncaceae
<i>Azara</i>		<i>Fragaria chiloensis</i>	Campanulaceae				<i>Triglochin</i>
Urticaceae		<i>Diostea</i>	<i>Calyceraceae</i>				Hongo
Malvaceae		<i>Valeriana</i>	<i>Chloraea</i>				Briophyta
		Ranunculaceae	Solanaceae				Algae 1
		<i>Schinus</i>	Rosaceae				Algae 2
		<i>Ribes</i>	Rubiaceae				<i>Botryococcus</i>
		<i>Wendtia</i>	<i>Convolvulus</i>				Lyliaceae
			<i>Plantago</i>				Gunnera

Tabla 4.4. Taxones polínicos con valores <1% reunidos en grupos ecológicos para LAL

4.6.4 Análisis de carbón vegetal sedimentario (CVS)

Muestreo, procesamiento y cuantificación

El submuestreo se realizó en el laboratorio de paleoclimatología del Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas-Universidad de La Serena, Chile. Se tomaron 2 cm³ de muestra a intervalos contiguos de 1 cm para ambas secuencias sedimentarias. Para MET se obtuvieron 240 muestras y 30 para LAL, para analizar los últimos 5000 y 2000 años cal AP respectivamente. Posteriormente, en el laboratorio del Instituto Nacional de Antropología y Pensamiento Latinoamericano (Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina), se realizó el procesamiento de las muestras y se las colocó en una solución defloculante (solución al 2% de hexametáfosfato de sodio) por un mínimo de 48 horas y se continuó con el mismo procedimiento metodológico que el utilizado para las muestras del testigo LAMO (Capítulo 3, sección 3.6).

El recuento de las partículas de CVS se realizó bajo microscopio estereoscópico ARCANO, con aumentos de 20 y 40X.

El número de partículas contadas fue convertido en valores de concentración (partículas/cm³) y en tasas de depositación de carbón, dividiendo la concentración por el tiempo de depositación (Whitlock y Larsen, 2001).

Se calculó el índice de severidad de los incendios a partir de la relación que existe entre de la cantidad de partículas de CVS herbáceas y el número de partículas de CVS totales identificadas (Sottile et al., 2011; Whitlock et al., 2006). La severidad de los incendios es una de las variables que nos permite reconstruir el régimen de incendios de un área afectada, mediante el siguiente índice:

$$IS = \frac{N^{\circ} \text{ de partículas de CVS herbáceo (cm}^{-3}\text{)}}{N^{\circ} \text{ de partículas de CVS totales (cm}^{-3}\text{)} + 1}$$

El índice de severidad (IS) varía entre 0 (incendios de copas o leño, alta severidad) y 1 (incendios superficiales, menor severidad).

Análisis estadístico de las partículas de CVS para MET

Para la identificación de episodios de incendio en el registro sedimentario y el cálculo de su frecuencia, magnitud y severidad de los mismos se utilizó el software Char Analysis (Higuera et al., 2009).

El método usado para modelar la componente de baja frecuencia ($C_{background}$) fue una regresión local ponderada utilizando una ventana móvil de 500 años.

Para obtener los picos de carbón (C_{peak}), se restó el $C_{background}$ del C_{int} ($C_{peak} = C_{int} - C_{background}$). Se definió el umbral (t) localmente, y se asumió que la serie de C_{peak} contiene dos componentes: C_{noise} y C_{fire} , explicados en el capítulo 3, sección 3.6.6. Se utilizó específicamente, un Modelo Gaussiano Mixto para estimar la distribución del C_{noise} de cada muestra de MET.

Para la identificación de los episodios de incendio, se consideraron tres posibles valores de umbral correspondientes al percentil 95, 99 y 99.9 de la distribución del C_{noise} por cada ventana de 500 años. Para esta secuencia se utilizó el percentil 95 como valor de corte entre los episodios de incendio (C_{fire}) y el factor de ruido (C_{noise}),

Para poder identificar los picos de carbón, se siguieron los mismos criterios que para el testigo sedimentario LAMO y se calculó el índice de “señal de ruido” (SNI) para evaluar la efectividad de la separación del C_{fire} de C_{noise} .

Caracterización y cuantificación de los regímenes de incendios

Dentro de cada zona polínica, se caracterizaron los regímenes de incendio utilizando la distribución de los valores de los “intervalos libres de incendios” (años por incendio (“Free Return Interval”, FRI). Los FRIs y la frecuencia de los incendios se obtuvieron a partir de un suavizado (“*smoothing*”) de la serie temporal del pico de carbón estimado (C_{peak}), con una ventana temporal móvil de 500 años. Los criterios estadísticos para la caracterización de los FRIs, fueron los mismos que los utilizados en la secuencia de CVS del testigo LAMO (ver capítulo 3). Las variaciones del CHAR entre zonas polínicas se evaluaron estadísticamente con los mismos criterios que se utilizaron para el testigo LAMO (Capítulo 3, Sección 3.6.6).

Métodos de análisis de datos de CVS para LAL

En la sección anterior (secciones 3.6.6 y 4.7.4, Capítulos 3 y 4) se utilizó el programa CharAnalysis para la identificación de episodios de incendio en el registro sedimentario, y el cálculo de su frecuencia y magnitud. Este programa realiza análisis de series temporales y es necesario contar con una cantidad mínima de serie de datos ordenados en tiempo. En el caso de LAL, la cantidad de muestras obtenidas (30 muestras) para el análisis de los últimos 2000 años fue insuficiente para utilizar un programa de estas características. Por lo tanto, para el análisis estadístico de CVS de esta sección se realizaron manualmente los cálculos de CHAR (tasa de acumulación

de carbón). Para esto, a partir de la información del análisis bajo lupa se calcularon los valores de concentración de partículas de CVS (número de partículas/cm³) por la tasa de sedimentación estimada (cm/año), con el programa CLAM 2.1 (ver secciones 3.6.4 y 4.6.2) (Whitlock y Larsen, 2001).

Al igual que en las secciones 3.6.6 y 4.7.4 de los capítulos 3 y 4 se calculó el índice de severidad de los incendios a partir de la relación que existe entre de la cantidad de partículas de CVS herbáceas y el número de partículas de CVS totales (Sottile et al., 2011; Whitlock et al., 2006).

4.6.5 Comparación entre el registro polínico y el análisis de carbón vegetal sedimentario

Secuencia MET

Para analizar la variación estadística del CHAR en las comunidades de vegetación de MET, se compararon las distribuciones de CHAR entre las zonas polínicas, mediante una prueba de Kolmogorov-Smirnov (K-S) de dos muestras (Higuera et al., 2009).

Para evaluar la relación y sincronía entre la actividad del fuego expresada como el CHAR (variable independiente X) y el cambio en la vegetación (% de polen, variable dependiente Y) se realizaron análisis de correlación cruzada (explicado en el capítulo 3, sección 3.6.7). Con el fin de evaluar la respuesta de la vegetación a la ocurrencia de los incendios, se seleccionaron 2 períodos que incluían altos valores de CHAR (entre los 3200-2000 años cal AP y el período correspondiente a los últimos 700 años cal AP). Se analizaron los tipos polínicos y grupos ecológicos más representativos. Para ambos períodos seleccionados, se analizaron las variables *Nothofagus*, Poaceae, arbustos, hierbas y la riqueza polínica. Se construyeron los diagramas de correlación cruzada para cada variable polínica y la riqueza polínica en cada período, utilizando el Software de libre acceso R (R Development Core Team 2011) utilizando el paquete stats que es parte del programa R disponible online (Wessa, 2013, <http://www.wessa.net/>).

Secuencia LAL

Para evaluar la respuesta de la vegetación local frente a la ocurrencia de los incendios en la secuencia de LAL, se realizaron análisis de correlación de Pearson entre los recuentos de carbón vegetal sedimentario y el polen de algunos taxones seleccionados.

La influencia directa del fuego sobre la vegetación a menudo se evalúa mediante el análisis de correlación cruzada (por ejemplo, Rey et al., 2019; Tinner et al., 1999) que requieren las series de tiempo estén uniformemente espaciadas. En el caso de Laguna Alta, las muestras de CVS no están uniformemente espaciadas debido a la variabilidad en la tasa de sedimentación, como a la cantidad limitada de datos utilizados. Por ésta razón, no se cumple el supuesto de uniformidad en el espaciado entre muestras. Aunque se intentó realizar un análisis de correlación cruzada, los resultados no fueron significativos, por lo que se optó por realizar un análisis de correlación de Pearson entre muestras de polen y CVS como alternativa. Para esto, las concentraciones de carbón se remuestrearon de tres maneras: a) la muestra de carbón coincide con la profundidad de la muestra de polen; b) la muestra de carbón procedente del cm anterior a la muestra de polen; c) combinando la concentración de carbón vegetal en la misma profundidad y en el cm anterior de la muestra de polen (Álvarez-Barra et al., 2022). Estas correlaciones se aplicaron para comparar los tres conjuntos de datos de carbón vegetal con las proporciones de polen. Todos los análisis se realizaron en el programa de libre acceso R (R core Team, 2022) utilizando el paquete stats que es parte del programa R disponible online (Wessa, 2013, <http://www.wessa.net/>).

4.7 Resultados

4.7.1 Secuencia Mallín El Toqui

Descripción litológica y cronológica

La lito-estratigrafía del testigo sedimentario del Mallín El Toqui (MET), presenta sedimentos de turba con fibras vegetales de *Sphagnum sp.*, entre 0-4 cm, continúa con una predominancia de sedimentos ricos en materia orgánica, principalmente turba oscura, interrumpidos entre los 251-252 cm, 381-386 cm y 552-546 cm por una mezcla de material orgánico con sedimentos arenosos. A partir de los 575 cm aproximadamente, se observa un cambio abrupto en la estratigrafía, y entre los 575-578 cm el sedimento es de tipo gyttja de color marrón, y posteriormente se encuentran sedimentos con gran abundancia de limo y arena (Figura 4.6). Cerca del centro de la sección T-10 (Figura 4.6, derecha), se intercala una capa de tefra (no analizada en este estudio) de aproximadamente 13 cm de grosor (ca.11.728 años cal AP) que, según la información bibliográfica, podría corresponderse a la erupción del volcán Mentolat (Weller et al., 2019).

De acuerdo con la cronología observada en la secuencia sedimentaria, el Mallín El Toqui se habría desarrollado desde el comienzo del Holoceno sobre sedimentos lacustres (12200 años cal. AP, Figura 4.7).

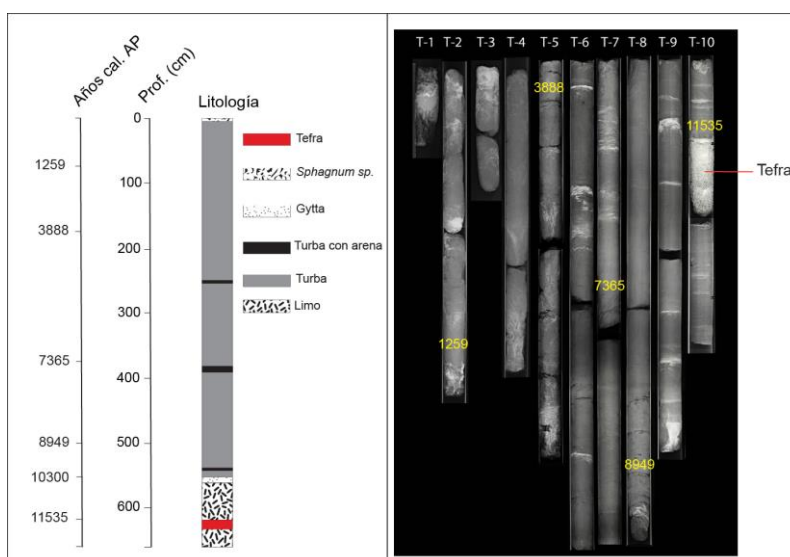


Figura 4.6. A la izquierda, columna estratigráfica de la secuencia de Mallín El Toqui. A la derecha, imagen de rayos x, de cada una de las secciones del testigo sedimentario. El material oscuro corresponde a los sedimentos lacustres predominantemente ricos en materia orgánica y las capas blancas a los niveles de tefra. Los datos numéricos en color amarillo representan a las edades calibradas utilizando el Clam 2.2 (Blaauw, 2010).

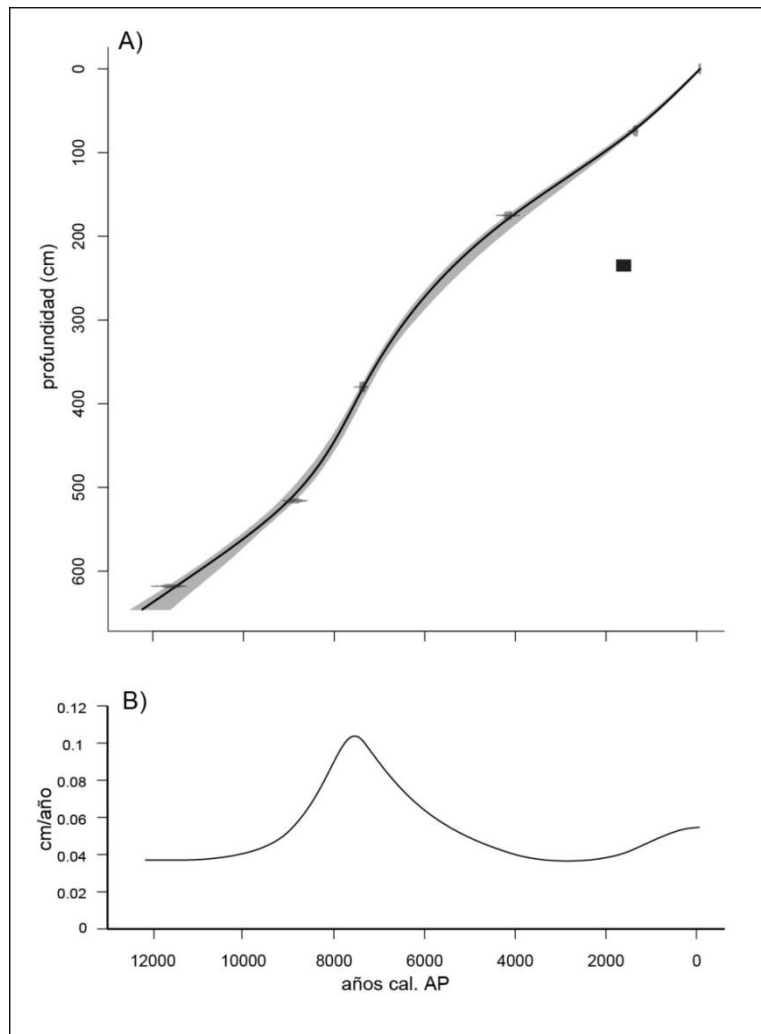


Figura 4.7. A) Modelo de edad-profundidad, el cuadrado representa el dato excluido y B) la tasa de sedimentación de la secuencia de Mallín El Toquí.

Análisis polínico

El registro polínico de MET representa los últimos 5000 años AP (0-237 cm). Los resultados del recuento de polen se representan en el diagrama de porcentajes que se muestra en la Figura 4.8. El diagrama polínico se dividió en 5 zonas en función del agrupamiento del grupo CONISS y criterios ecológicos.

Zona 1 (240-168 cm, 5400 – 3800 años cal. AP) *Nothofagus* tipo *dombeyi* domina en toda la zona (69%-90%) y los taxones extralocales (por ejemplo, *Podocarpus* y *Araucaria*) decrecieron desde 4% hasta mantenerse en toda la zona en con un porcentaje de aproximadamente 2%. Myrtaceae registró los valores más altos de todo el registro, con dos picos de 2,8% a los ca. 3800 y 4800 años cal. AP. *Misodendrum*, una planta parásita que es acompañante exclusivo del género *Nothofagus*, se mantuvo estable en toda la zona (2%). Las hierbas y arbustos de bosque se mantuvieron estables en toda la zona con un porcentaje no mayor a 1,5%. *Escallonia* registró el porcentaje más alto de la zona (1,3%) a los ca. 5300 años AP. *Gunnera* está presente en toda la zona con valores bajos (<1%). Poaceae registró el valor más alto de todo el registro (15,8%) a los ca. 4300 años AP. Asteraceae/ Asteroideae alcanzó un porcentaje máximo de 2,8% al comienzo de la zona y posteriormente descendió a valores menores a 0,4%. *Empetrum* y Ericaceae presentaron un máximo al comienzo de la zona (<3%) y luego decrecieron hacia el tope (3700 años cal. AP). Los helechos registraron valores estables, sin cambios significativos, con porcentajes menores a 7,5%. Los taxones acuáticos y palustres, permanecieron con porcentajes constantes en toda la zona (< 20%).

Zona 2 (168 - 129 cm de profundidad, 3800 – 2800 años cal. AP). *Nothofagus* tipo *dombeyi* registró su mínimo valor de todo el registro (69%); por el contrario los taxones de larga distancia registraron su valor máximo (3,7%), a los ca 3500 años cal. AP. Myrtaceae registró valores menores a 1,3% y *Misodendron* mantuvo valores de bajos (0,8% - 1,6%). Los elementos del sotobosque (*Lepidoceras*) tuvieron su valor máximo (0,8%) al comienzo de la zona (hacia los 3000 años cal AP) y disminuyeron hacia el final. Poaceae registró valores crecientes toda la zona (máximo de 7,5%), Asteraceae (Asteroideae y Chichorieae) (<2,8%), *Empetrum* (<2%) y Ericaceae (1,4 %, el valor más alto de todo el registro, a los ca 3000 años cal AP) aumentaron simultáneamente al comienzo de la zona. Estos pequeños aumentos fueron a expensas de *Nothofagus* tipo *dombeyi*. Cyperaceae y los helechos aumentaron significativamente con valores máximos de 10 % y 9,64 % respectivamente.

Zona 3 (129 - 55 cm de profundidad, 2800 – 900 años cal. AP). Al comienzo de la zona, se observó un marcado aumento de *Nothofagus* tipo *dombeyi* (89,23%) en

concordancia con *Misodendrum*, que registró su valor máximo (2.9 %) ca. de los 900 años cal AP. No se observaron cambios significativos en el sotobosque, que tuvo bajos porcentajes en la zona. *Escallonia* y Poaceae aumentaron simultáneamente (3,8% y 12,9 respectivamente). En este período, *Escallonia* llegó al valor más alto de todo el registro, con un leve descenso simultáneo al de *Nothofagus* tipo *dombeyi* (73,27%). *Empetrum* mostró un aumento de 1,3%, y Asteraceae/Asteroideae registró valores menores a 0,7%. Dentro de los taxa que pertenecen al matorral arborescente, *Discaria* apareció alrededor de los 2600 años cal AP. Los helechos (11,1%), las acuáticas y palustres aumentaron significativamente y llegaron al valor máximo de todo el registro con 32,8 % a los ca. 1338 años cal AP. En este mismo momento, se detectó una notable disminución de *Nothofagus* tipo *dombeyi* que llegó a valores de 74,4 %.

Zona 4 (55 – 9 cm, 900 – 90 años cal. AP). *Nothofagus* tipo *dombeyi* se mantuvo estable en toda la zona con valores altos, entre 87,3 % y 93,87 %. Los taxones de larga distancia permanecieron sin cambios y con porcentajes significativamente bajos (< 0,9 %). Myrtaceae alcanzó el valor más alto de la zona (1.1%) a los ca. 504 años AP. A los ca. 659 años cal AP se registró un leve descenso de *Nothofagus* tipo *dombeyi* (87,3%), al mismo tiempo en que aumento Poaceae (7,18%). El resto de los taxones del bosque, la estepa y helechos no mostraron cambios.

Zona 5 (9 – 0 cm, 90 años cal. AP – al presente). Esta zona se caracterizó por un marcado descenso de *Misodendron* y *Nothofagus* tipo *dombeyi* que alcanzó un porcentaje de 52,2%, el valor más bajo de todo el registro. Los otros elementos de bosque también mostraron una disminución (>0,7%). Se observó un aumento considerable de los taxones pertenecientes a la estepa, como Poaceae (14,2%), *Empetrum* (11.9%), hierbas de impacto (6,9%) y Asteraceae/Chichorieae (0,3en cambio, otras hierbas y arbustos de estepa disminuyeron (<0,9%).

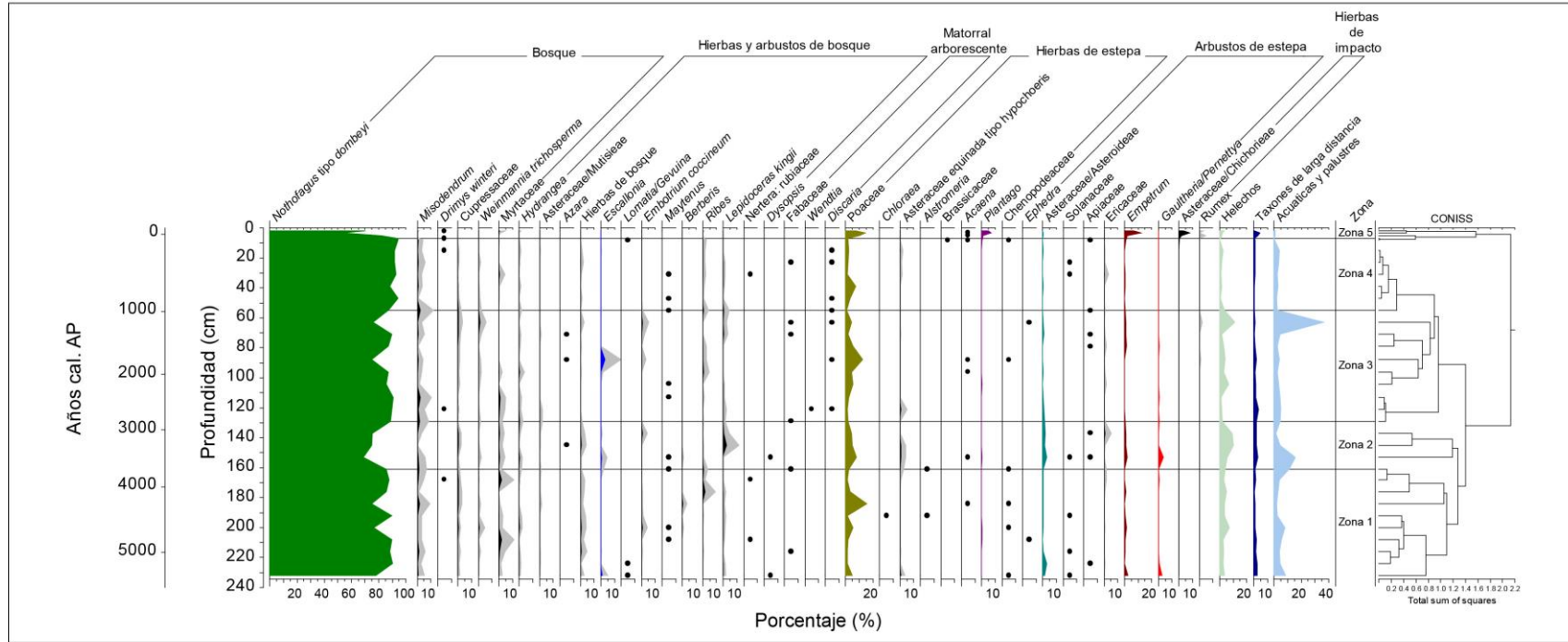


Figura 4.8. Diagrama de polen porcentual para Mallín El Toqui, que muestra los taxones dominantes, las zonas y el dendrograma del Cluster Analysis (Grimm, 2019). La sombra gris de algunas curvas indica exageración x3. Los puntos negros indican presencia de los grupos en los que su porcentaje fue <1% .

Análisis de carbón vegetal sedimentario

Las figuras 4.9 y 4.10 representan los resultados obtenidos para el registro de CVS de MET. La descripción e interpretación del registro de CVS se realizó para cada una de las zonas polínicas descritas previamente.

Los valores de las tasas de acumulación de carbón, C_{int} (CHAR) para MET mostraron fluctuaciones a lo largo de todo el registro y la componente de baja frecuencia ($CHAR_{background}$) fue relativamente bajo (Figura 4.10). El índice de señal de ruido (SIN) para todos los registros fue > 3 . Esto indica que S (variabilidad de la señal) es distinta de N (variabilidad del “noise”) (ver sección 3.6.6, capítulo 3) y representan una buena diferenciación de los picos de incendio (C_{peak}) y los picos de carbón no significativos.

Zona 1 (5400 - 3800 años cal AP). Los valores de CVS indicaron que a los 5263 años cal. AP habría ocurrido un episodio de incendio severo (índice de severidad = 0,12) con los valores de magnitud y C_{int} más altos de la zona (Figura 4.10, A y C) (15,44 partículas/cm²/pico¹ y 1,32 partículas/cm²/año¹ respectivamente). La frecuencia de los incendios más alta se dio cercano a los 5400 años cal AP (aproximadamente 5 incendios /500 años). Posteriormente los valores disminuyeron abruptamente y alcanzaron el valor mínimo de toda la secuencia. En este punto, no se registraron picos de incendio y los valores de C_{int} fueron $< 0,4$ partículas/cm²/pico¹ (Figura 4.10, A y D). A partir de los ca. 4800 años cal AP la frecuencia de incendios aumentó y se mantuvo sin cambios relevantes hacia el final de la zona. La severidad de los incendios mostró una tendencia a disminuir hacia el final de la zona (Figura 4.10, D), sugiriendo un aumento de incendios superficiales hacia los ca. 3800 años cal. AP (aumenta el índice de severidad). El FRI medio (95%) de la zona es de 156 años por incendio (Figura 4.9).

Zona 2 (3800 - 2800 años cal AP). Se detectaron 7 picos de incendio y la frecuencia se mantuvo estable sin cambios destacables (entre 2 y 3 incendios/500 años). El FRI medio (95%) de la zona fue de 161 (100-238) años por episodio de incendio y es el más alto de toda la secuencia (Figura 4.9). A partir de los ca. 500 años cal. AP y hasta el final de la zona, los valores de C_{int} fueron altos con un promedio de aproximadamente 0,2 partículas/cm²/año¹. A los ca. 3469 años cal AP se registró el episodio de incendio de mayor magnitud de toda la secuencia (Figura 4.10, A y C), (53,62 partículas/cm²/pico¹), con un índice de severidad bajo (incendio severo) y el valor más alto de C_{int} (1,41 partículas/cm²/año¹); también se registró un leve aumento

en la frecuencia de incendios con valores entre los 3,02 y 3,58 incendios/500 años (Figura 4.10, D).

Zona 3 (2800 – 900 años cal AP). Se registraron 12 episodios de incendios y es la zona con la mayor cantidad de incendios (Figura 4.10, A). El FRI medio (95%) fue de 140 (104 – 178) años entre incendios sucesivos que resultó ser el valor más bajo del registro (Figura 4.10, C). Esto sugiere una zona con alta frecuencia de incendios (entre 2,60 y 4,37 incendios/500 años) (Figura 4.10, D). Entre los ca. 2434 y 2135 años cal. AP, la frecuencia de los incendios fue alta (4,01 y 4,37 incendios/500 años) con valores promedio de C_{int} de 0,093 partículas/cm²/año¹, y disminuyó hasta el final de la zona. La magnitud y severidad de los incendios en toda la zona es baja (Figura 4.10, A, B y C).

Zona 4 (900 – 90 años cal AP). La frecuencia de los incendios disminuyó al comienzo de la zona (2,21 incendios/500 años) con valores bajos de C_{int} (promedio < 0,04 partículas/cm²/año¹) y baja magnitud (Figura 4.10, A, C y D). Posteriormente, los incendios se hicieron más frecuentes y menos severos, el índice de severidad aumentó hacia los 90 años cal. AP, con valores de magnitud y C_{int} más elevados. A los ca. 600 años cal. AP se registró un episodio de incendio severo y gran magnitud (19,58 partículas/cm²/pico¹).

Zona 5 (90 años cal AP – al presente). Esta zona se caracterizó por tener una alta frecuencia (> 5,12 incendios/500 años) de incendios superficiales (el índice de severidad aumenta) de baja magnitud. La frecuencia es la más alta de toda la secuencia y el valor de C_{int} también es elevado en todo este último período (Figura 4.10, A y D).

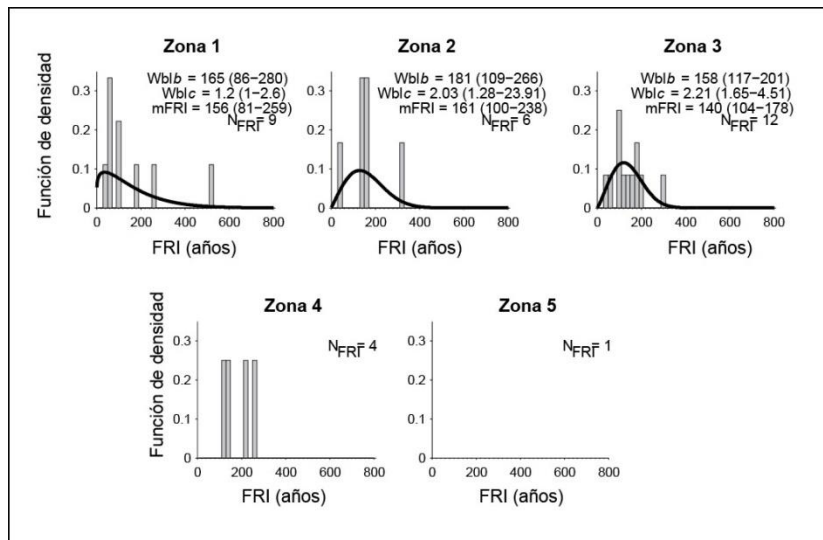


Figura 4.9. La proporción o función de densidad (eje y) de los períodos libres de incendio (FRI) dentro de cada zona se muestra en un histograma. La línea negra representa la distribución Weibull de los FRI para las zonas polínicas de Mallín El Toqui.

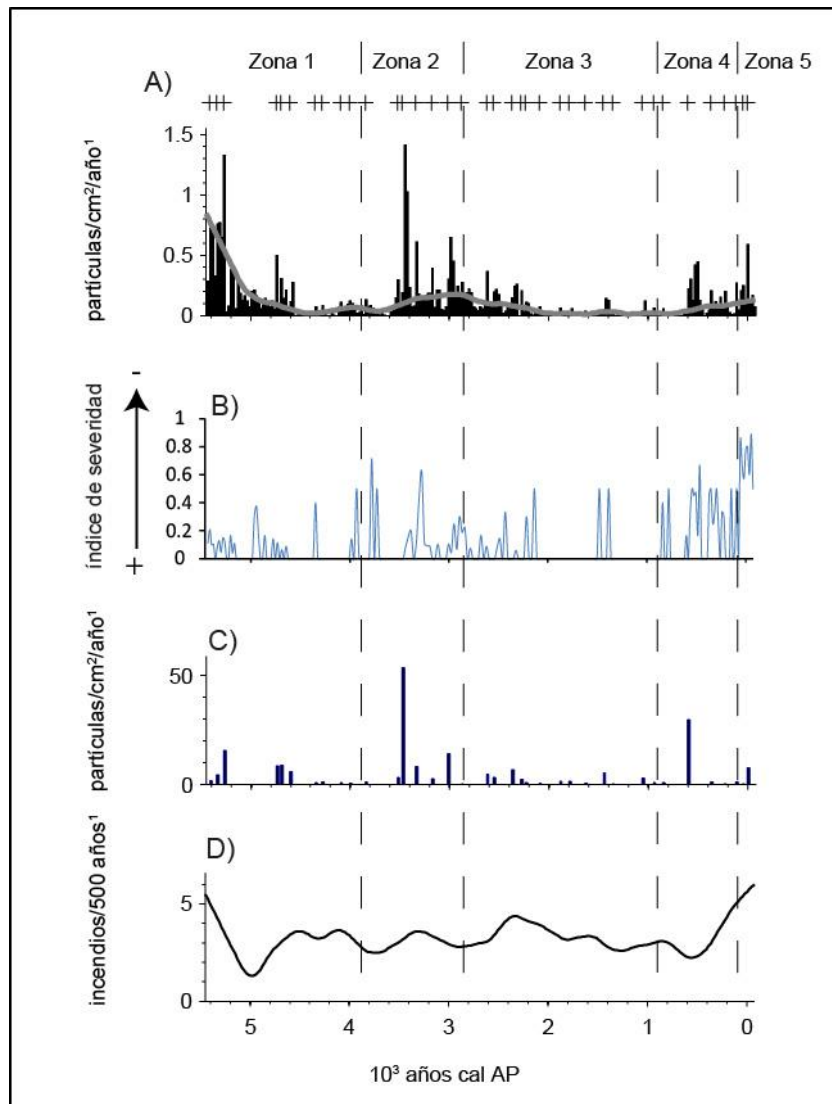


Figura 4.10. Registro de CVS para la secuencia de Mallín El Toquí. . A) C_{int} y $C_{background}$ (línea gris). Los signos “+” muestran los episodios de incendio que superan el percentil 99 de la distribución de C_{noise} . B) Índice de severidad de incendios. C) Magnitud de los episodios de incendios. D) Frecuencia de incendios.

Integración entre el registro polínico y el análisis de carbón vegetal sedimentario

La comparación entre C_{int} y los cambios inferidos en la vegetación de la Mallín El Toqui (Figura 4.11) permitieron sostener que el registro de CVS es sensible a los cambios de la vegetación a microescala ya que los niveles de C_{int} varían según los distintos tipos de vegetación (Figura 4.11).

Los resultados obtenidos que se presentan en la figura 4.1, mostraron diferencias significativas en la distribución de CHAR entre las zonas polínicas ($p < 0,05$). En la zona 5 se observó la mayor variabilidad de CHAR, a diferencia de las zonas 3 y 4 que mostraron la menor variación de CHAR y la menor concentración de partículas de CVS. La cantidad de biomasa consumida por los incendios pueden ordenarse de la siguiente manera: zona 5 > zona 2 > zona 1 > zona 3 > zona 4. Los bosques abiertos presentan valores más altos de CHAR (zonas 2 y 5) mientras la menor concentración de CHAR se asocia los bosques cerrados (zonas 3 y 4). La zona 1 presenta valores intermedios de CHAR.

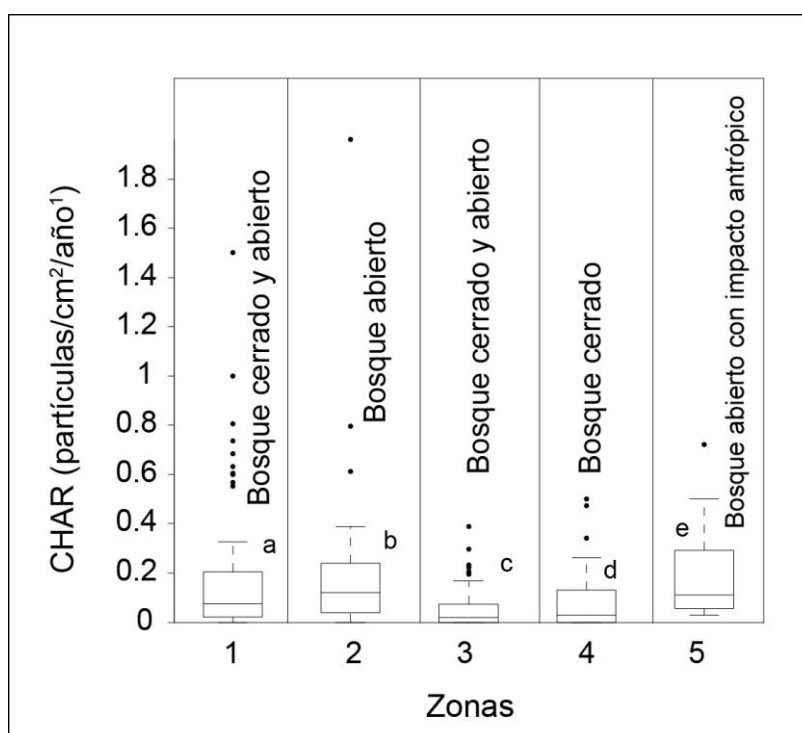


Figura 4.11. Diagrama de caja que muestra la comparación de valores de CHAR entre las zonas polínicas. Las distintas letras representan diferencias significativas entre zonas ($p < 0,05$). La línea horizontal central representa la mediana, la porción inferior y superior de las cajas representan los 1° y 3° cuartil, y los puntos negros son los "outliers".

En la figura 4.12 se muestra el diagrama la tasa de acumulación de polen (PAR) de los principales grupos ecológicos.

La **zona 1 (ca. 5400 a 3800 años cal AP)** presentó una riqueza polínica moderadamente alta (12-17 taxones), con un FRI bajo (ver sección anterior). *Notophagus* tipo *dombeyi* y los taxones de bosque cerrado mostraron valores altos de PAR (>5000 y 400 granos/cm²/año¹ respectivamente). A los ca. 4600 años cal AP, el bosque cerrado alcanzó los valores de PAR más altos de toda la secuencia (picos de 490,7 granos/cm²/año¹). Hacia los ca. 5300 años cal AP los arbustos de bosque abierto presentaron los valores más altos, y disminuyeron abruptamente hacia el final de la zona. Poaceae y las hierbas de estepa obtuvieron los picos de PAR más altos de la zona con valores de 437 y 414 granos/cm²/año¹ para Poaceae y 92 granos/cm²/año¹ para las hierbas, siendo para Poaceae los más altos de la secuencia.

La **zona 2 (3800 - 2800 años cal AP)**, obtuvo los valores de diversidad polínica más altos (20-14 taxones). El FRI y CHAR aumentaron. *Notophagus* tipo *dombeyi* y el bosque cerrado alcanzaron los valores de PAR más bajos de toda la secuencia (<2167 y 122 granos/cm²/año¹ respectivamente). Los arbustos del bosque abierto aumentaron, y presentaron valores de PAR intermedios. Poaceae, las hierbas y los arbustos de estepa se mantuvieron con fluctuaciones en valores intermedios.

En la **zona 3 (2800 - 900 años cal. AP)**, disminuyeron la riqueza polínica, el FRI y el CHAR. El PAR de *Notophagus* tipo *dombeyi* y los taxones de bosque cerrado aumentaron y se mantuvieron con fluctuaciones. A los ca. 1500 años cal AP, el valor de PAR de *Notophagus* tipo *dombeyi* fue de 396,4 granos/cm²/año¹ y en el bosque cerrado fue de 8,6 granos/cm²/año¹. Los valores del bosque abierto fueron iguales a 0. Poaceae y las hierbas de estepa mantuvieron valores intermedios y los arbustos del bosque abierto fluctuaron con un pico de 66,2 a los ca. 1700 años cal AP.

Zona 4 (900 – 90 años cal. AP). Esta zona presentó la menor riqueza polínica de toda la secuencia. El PAR de *Notophagus* tipo *dombeyi* y los taxones de bosque cerrado mostró un incremento, y alcanzó picos a los ca. 352 años cal AP, *Notophagus* tipo *dombeyi* un registró el valor más alto de toda la secuencia (7515,6 granos/cm²/año¹). En contraste, el PAR de los taxones de bosque abierto, los arbustos de estepa y Poaceae experimentó una disminución y se mantuvo fluctuaciones a lo largo de la zona. El PAR de las hierbas de estepa aumentó a partir de los ca. 504 años cal AP (valores < a 27,3 granos/cm²/año¹).

La **zona 5 (90 años cal. AP – al presente)**, se registró el FRI más bajo y valores altos de CHAR. La riqueza polínica aumentó en comparación con la zona 4 y alcanzó valores entre los 12 y 7 taxones aproximadamente. Las hierbas de impacto aparecieron con valores de PAR elevados (> 12,3 a 27,3 granos/cm²/año¹). El PAR de

Notophagus tipo *dombeyi*, los taxones de bosque cerrado y bosque abierto, disminuyó notablemente. En contraste, el PAR de Poaceae, hierbas de estepa y arbustos alcanzó valores significativamente altos, estas últimas presentaron el valor más alto de toda la secuencia (99,3 granos/cm²/año¹ al inicio de la zona).

En resumen, las zonas en donde el CHAR presentó valores altos y variables (zonas 1, 2 y 5) coincidieron con altos valores de porcentaje y PAR de bosque abierto, hierbas y arbustos de estepa y Poaceae. Contrariamente, las zonas 3 y 4 presentaron valores de CHAR bajos que coincidieron con valores altos de PAR y porcentaje de *Notophagus* tipo *dombeyi* y bosque cerrado. El intervalo libre de incendios osciló entre los 100-180 años, entre los ca. 4500 y los. 200 años cal AP. El índice de severidad sugiere una dominancia de incendios severos (alto componente leñoso) durante gran parte del registro, a excepción del período entre los 3881 y los 2838 años cal AP y los últimos 100 años. Esta tendencia coincidió con los valores elevados de PAR de Poaceae, hierbas de estepa y de impacto registrados para el período de los últimos 200 años, lo que estaría indicando un cambio en la estructura de la vegetación y el régimen de incendios.

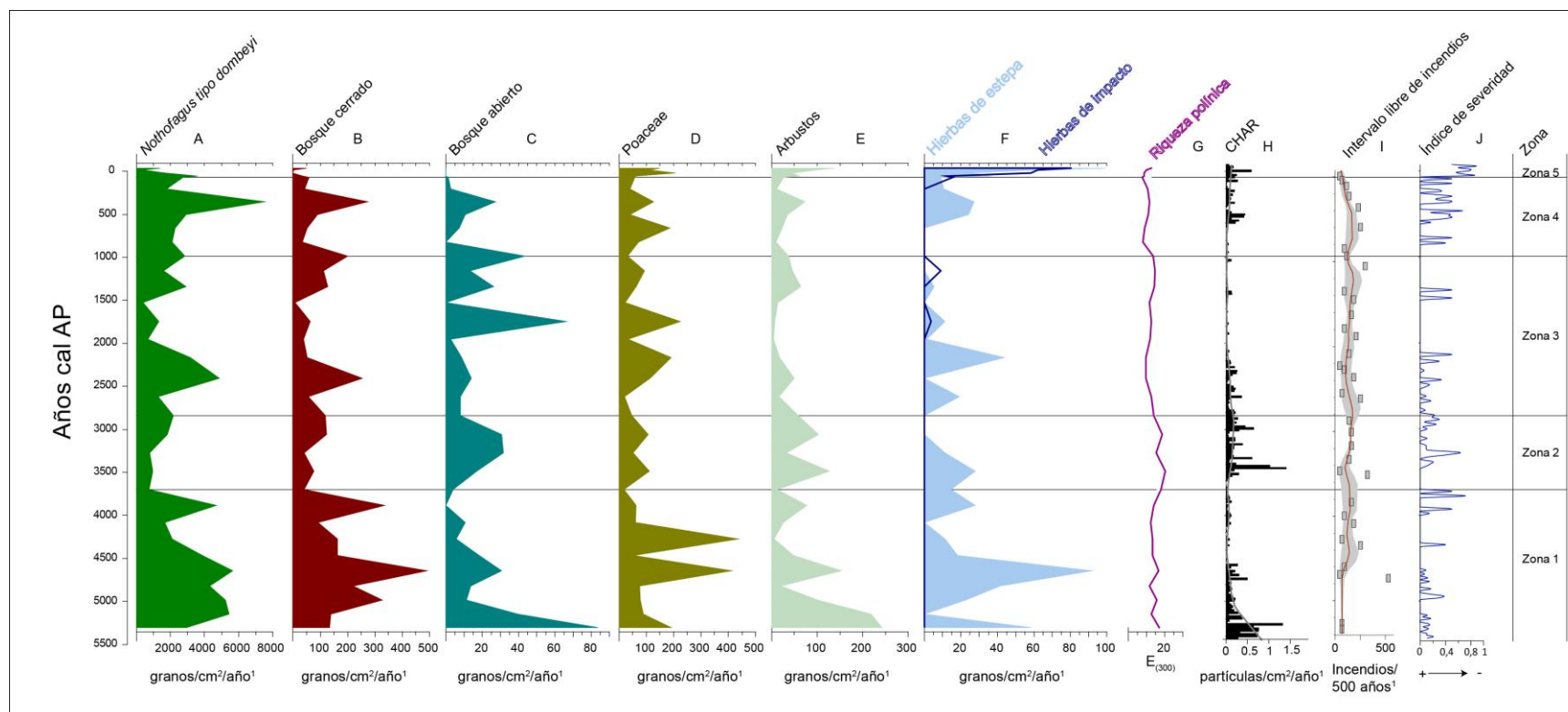


Figura 4.12. Variables sintéticas de Polen y carbón de Mallín El Toquí. A F) Tasa de acumulación polínica (PAR) de los distintos grupos ecológicos seleccionados, G) riqueza polínica, H) CHAR (C_{int}) en negro y el C_{back} (línea gris), I) intervalo libre de incendios (año/episodio¹), la línea roja es FRI medio (FRI_m) y la franja gris es el intervalo de confianza (95%) alrededor del FRI_m, J) Severidad (n° de partículas de CVS de gramíneas/n° partículas de CVS totales)

Análisis de series temporales

Ae encontró una correlación negativa entre el valor de CHAR y los valores polínicos de *N. dombeyi* en los dos períodos seleccionados (ca. 3200 – 2000 años cal AP y últimos 700 años cal AP) (Figuras 4.13 y 4.14). Esto implica que cuando CHAR aumenta, la abundancia de *N. dombeyi* disminuye. Para Poaceae, las hierbas y los arbustos de estepa la correlación fue positiva, ($p > 0,05$), lo que indica que cuando el CHAR se incrementa, los taxones mencionados aumentan su abundancia (Figuras 4.13 y 4.14). Además, los resultados para el período entre los 3800-2000 años cal AP indican un leve desfasaje (máxima correlación en lag -2 para todos los taxones), lo que sugiere que el cambio en la vegetación podría haber ocurrido después (46 años) de los cambios en el régimen de fuego (Figura 4.13). Para el período de los últimos 700 años, los cambios en la vegetación se dan en sincronía con el cambio en los regímenes de incendio (Figura 4.14).

Los resultados del cálculo de la riqueza polínica fueron variables y permitieron hipotetizar sobre las interacciones fuego-vegetación en los mismos períodos (3800-2000 años cal AP) y (últimos 700 años cal AP). Para el primero la riqueza polínica mostró una correlación positiva después de a un aumento de carbón (máxima correlación en lag -2), lo que podría sugerir un posible aumento de la diversidad luego de la ocurrencia de incendios (Figuras 4.13 y 4.14).

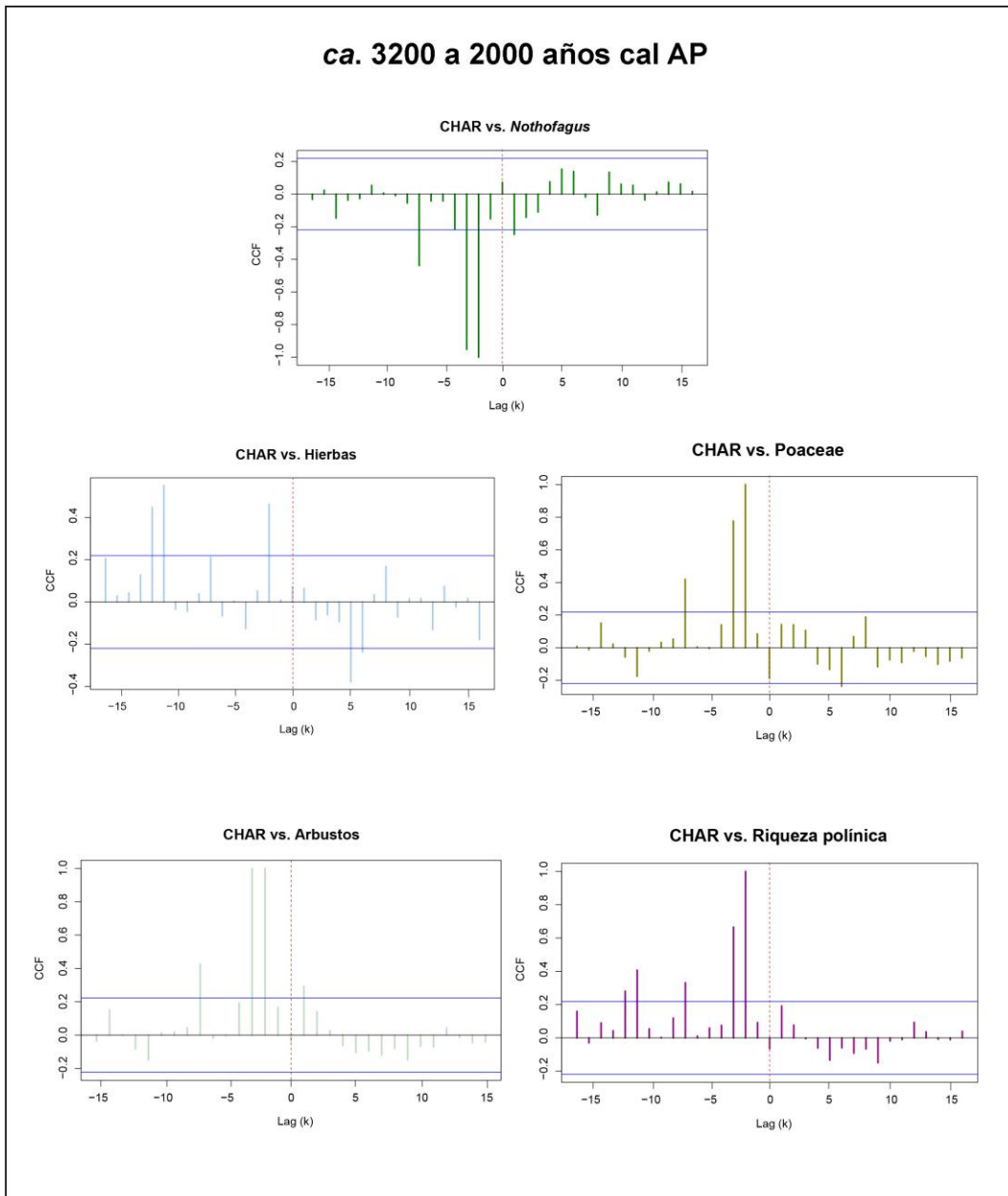


Figura 4.13. Análisis de correlación cruzada entre CHAR (variable independiente) y las diferentes variables polínicas (variable dependiente). Los ejes verticales muestran los coeficientes de correlación, CCF: Coeficiente de correlación cruzada. Las barras que están por arriba (o abajo) de las líneas azules son estadísticamente significativas ($p < 0,05$). El eje horizontal muestra los desfases expresados en años. Cada lag corresponde a 25 años

ca. 700 años cal AP al presente

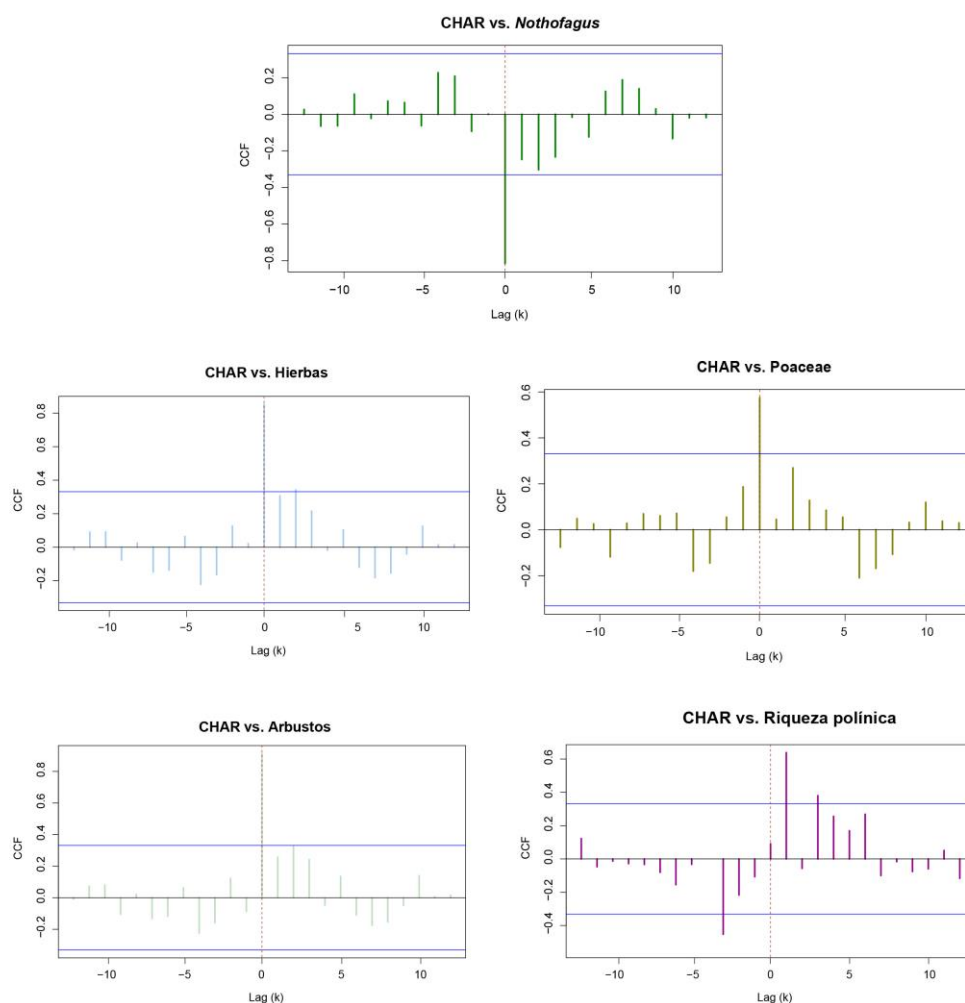


Figura 4.14. Análisis de correlación cruzada entre CHAR (variable independiente) y las diferentes variables polínicas (variables dependientes). Los ejes verticales muestran los coeficientes de correlación, CCF: Coeficiente de correlación cruzada. Las barras que están por arriba (o abajo) de las líneas azules son estadísticamente significativas ($p < 0,05$). El eje horizontal muestra los desfases expresados en años. Cada lag corresponde a 25 años

4.7.2 Secuencia Laguna Alta

Descripción litológica y cronológica

El testigo sedimentario de Laguna Alta está dominado por limos, con niveles interrumpidos por depósitos de tefras asociados en algunos casos a arena o arcilla, y un único nivel de arena. La composición general muestra una predominancia de limo y arena, con escaso contenido de material orgánico. Entre los 38 y 40 cm se identifica un depósito de arena más oscura (Figura 4.15).

Se observaron capas grises de tefra entre los 11-13 cm (919-1069 años cal. AP), de tefra con arcilla entre los 72-74 cm (4600-4757-años cal. AP) y de tefra con arena entre los 82-83 cm (5408-5490 años cal. AP).

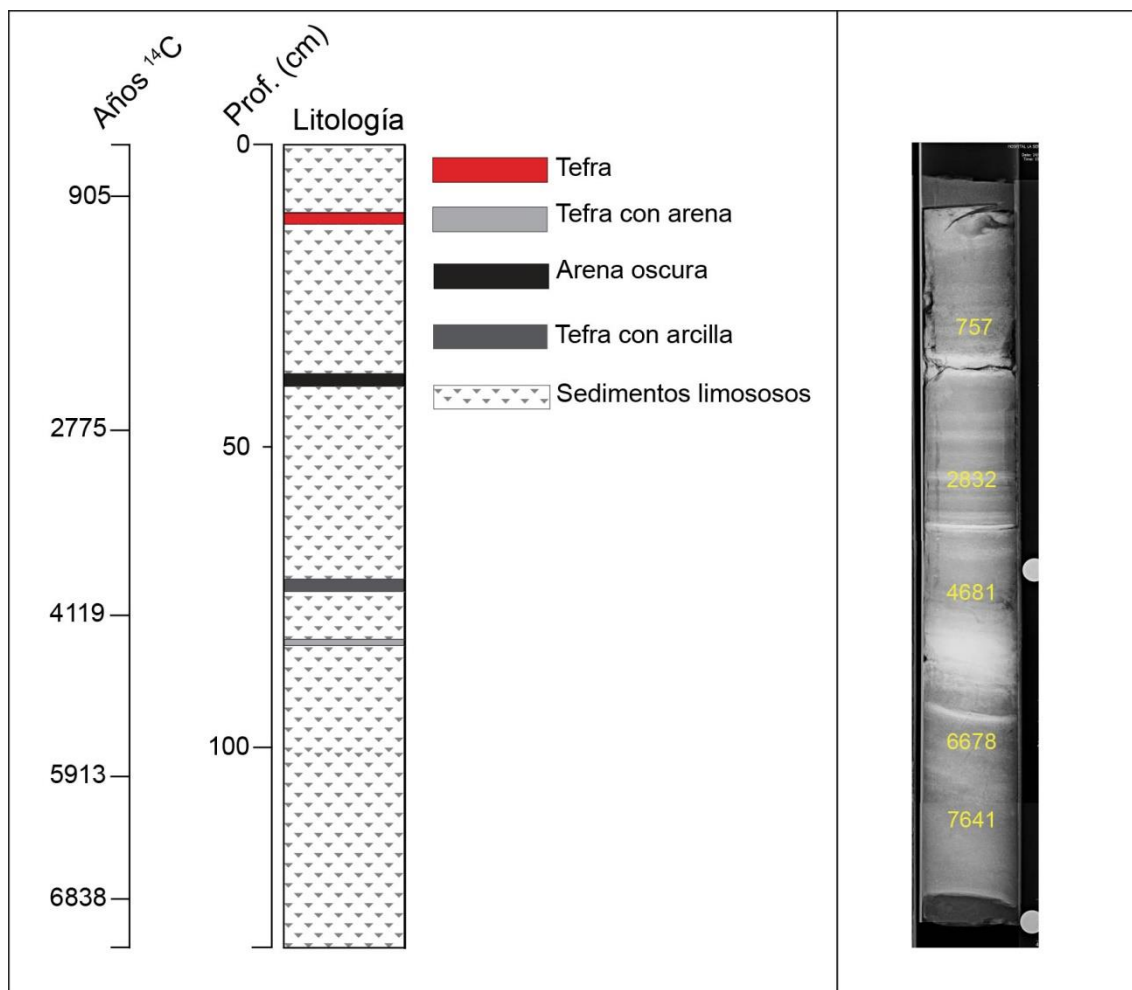


Figura 4.15. A la izquierda, columna estratigráfica de la secuencia de Laguna Alta. A la derecha imagen de rayos x, con las edades calibradas, en color amarillo, utilizando Clam 2.2.

El modelo de edad-profundidad para la secuencia de Laguna Alta muestra una relación consistente entre la profundidad (0-120 cm) y la edad calibrada abarcando

aproximadamente desde los 8000 años cal AP hasta el presente. El modelo indica un patrón relativamente uniforme, con ligeras variaciones en la pendiente que reflejan cambios en la tasa de acumulación de sedimentos.

Por otro lado, el gráfico de la tasa de sedimentación (cm/año) revela dos fases principales de variación: una disminución progresiva hacia los 4000 años cal AP, seguida de un incremento hacia el presente. Este comportamiento sugiere períodos diferenciados de deposición sedimentaria, probablemente asociados a cambios en las condiciones ambientales o eventos de deposición episódica (Figura 4.16).

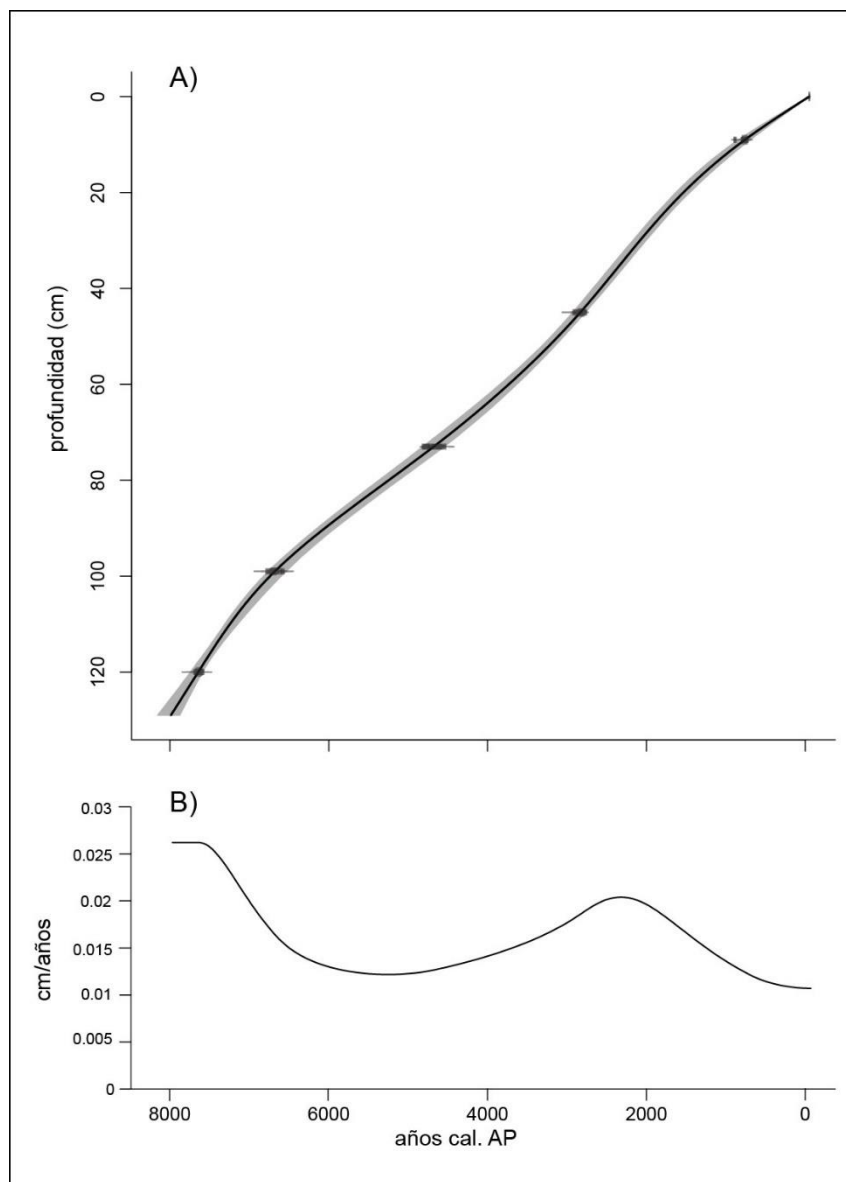


Figura 4.16. a) Modelo de edad-profundidad y b) la tasa de sedimentación para la secuencia de Laguna Alta

Análisis polínico de Laguna Alta

El registro polínico de LAL representa los últimos 2000 años cal AP (0-30 cm). Los resultados del recuento de polen se representan en el diagrama de porcentajes (Figura 4.17). El diagrama polínico se dividió en 3 zonas en función del análisis de agrupamiento por Cluster Analysis (CONISS) y criterios ecológicos (Grimm, 2019).

Zona 1 (30-24 cm de profundidad, 2000 – 1740 años cal. AP). *Nothofagus* tipo *dombeyi* dominó en toda la zona (71%-84%), *Misodendrum* registró valores máximos de 1,3% a los ca.1900 y 1800 años cal AP, los taxones de larga distancia disminuyeron desde un 5 % hasta desaparecer al final de la zona. *Weinmannia* mantuvo porcentajes menores a 1,2%, *Berberis* registró su máximo valor a los ca. 1850 años cal AP, s (2,4%), Poaceae se mantuvo estable en toda la zona (6 – 11%), *Empetrum* disminuyó desde 7% hasta su mínimo valor, Ericaceae (>2,4%) y Asteraceae (>1,9%) (Asteroideae y Mutisieae) mantuvieron valores estables en toda la zona. Apiaceae registró un pico a los ca. 1900 años cal AP (2%). Los taxones que pertenecen a las acuáticas y palustres no registraron cambios significativos a lo largo de todo el período (2000 – 1740 años cal. AP), observándose un porcentaje promedio de 8%

Zona 2 (24 - 5 cm 1740 – 393 años cal. AP). *Nothofagus* tipo *dombeyi* sigue siendo el dominante en toda la zona, con valores entre 70% y 84%, *Weinmannia trichosperma* registró un pico a los ca.1380 años cal AP con un valor máximo de 1,5%. Los taxones de bosque cerrado se mantuvieron estables en toda la zona (valores promedio de 2%). Entre los 734 y 480 años cal AP. *Nothofagus* disminuyó (70%) a la vez que los valores de Poaceae (13%), Apiaceae (1,2%) y Caryophyllaceae (1,4%) aumentaron. Poaceae mostró altos valores, y alcanzó un pico máximo de 16 % a los ca. 113 años cal AP. Las acuáticas y palustres tuvieron un promedio de 7%, sin cambios significativos en toda la zona.

Zona 3 (5 - 0 cm, 393 años cal. AP – al presente). Entre los 400 – 120 años cal AP, se produjo un leve aumento de *Nothofagus* tipo *dombeyi*, con los valores máximos de todo el registro (80 – 86%). A los ca. 300 años cal AP hacen su aparición Cupressaceae y *Fuchsia*. *Weinmannia trichosperma* y *Berberis* tuvieron un pequeño aumento simultáneo al final de la zona. *Empetrum* y Apiaceae registraron un aumento considerable y alcanzaron valores máximos de 0,9% y 1,3% respectivamente, hacia el inicio de la zona. Otros taxa pertenecientes a la estepa, como Asteraceae (Asteroideae y Mutisieae), Apiaceae y Caryophyllaceae se mantuvieron estables sin presentar cambios relevantes en toda la zona. Las hierbas de impacto aparecen y aumentaron hacia el final de la zona (2%). Las acuáticas y palustres descendieron a partir de los

ca. 390 años cal AP (1.4%) y mantuvieron los valores más bajos de todo el registro en toda la zona.

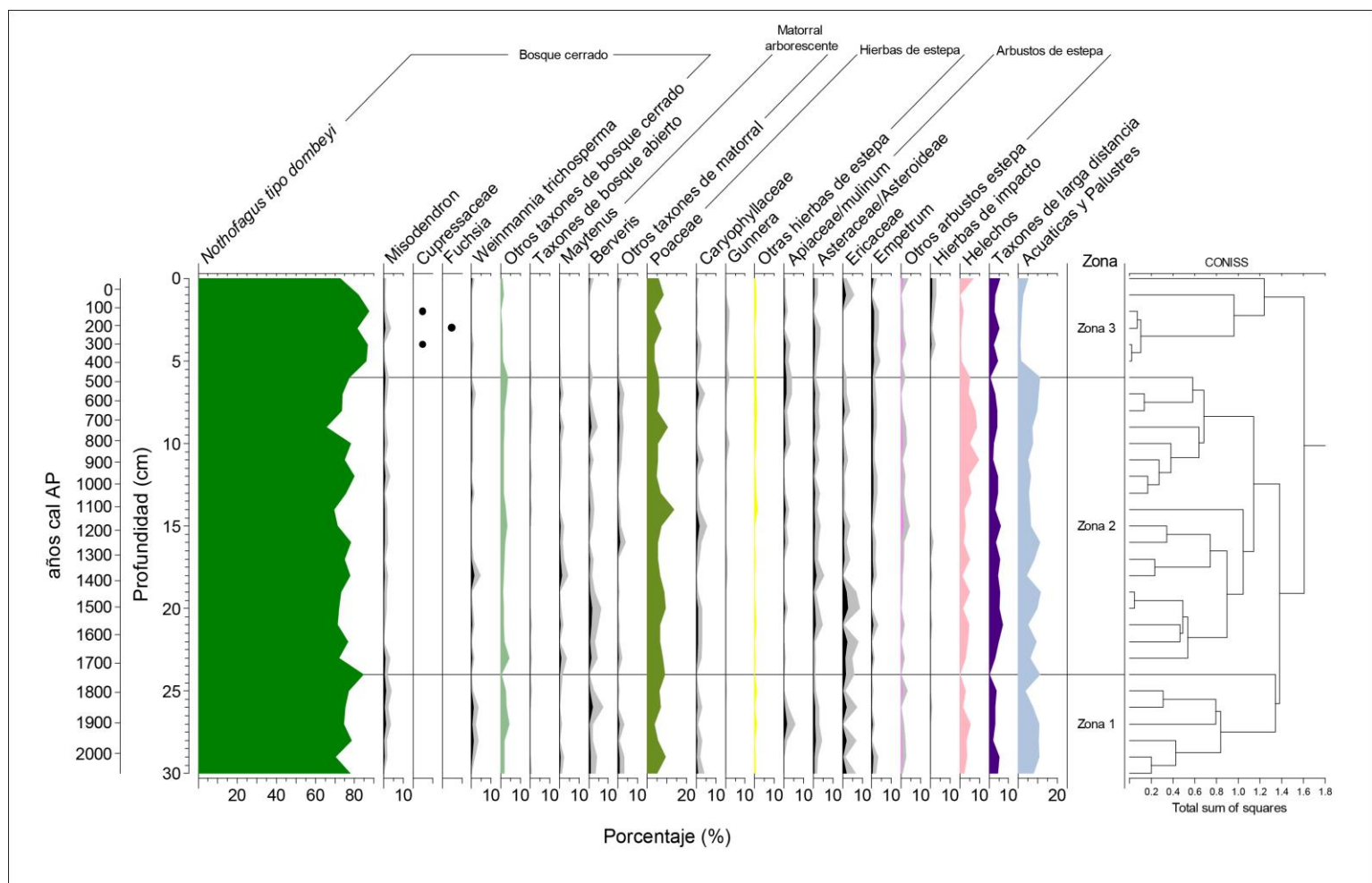


Figura 4.17. Diagrama de polen para Laguna Alta, mostrando los taxones dominantes y el dendrograma generado por el análisis de CONISS (Grimm, 2019)

Análisis de carbón vegetal sedimentario e integración en el registro polínico

La figura 4.18 muestra la variabilidad del régimen de incendios y los cambios en el registro polínico. En el diagrama de polen se presenta la tasa de acumulación de polen (PAR) de los principales grupos ecológicos seleccionados y la riqueza polínica.

La **Zona 1 (2000 – 1740 años cal. AP)** presentó una riqueza palinológica alta (16-20 taxones) junto a un único registro de CVS, que fue a los 1740 años cal AP donde la tasa de acumulación de carbón (CHAR) fue de 0,03 partículas/cm²/año¹ con una severidad < 0,5, lo que sugiere que fue relativamente alta. Dado que la concentración de CVS y el CHAR es muy baja, no se puede considerar un episodio de incendio. *Nothofagus* tipo *dombeyi* y los taxones que representan al bosque cerrado, presentaron valores altos de PAR (>419,8 y 10,1 granos/cm²/año¹ respectivamente), con picos de 1957,7 granos/cm²/año¹ para *Nothofagus* tipo *dombeyi*, y 156,5 granos/cm²/año¹ para los taxones de bosque cerrado, ambos a los ca. 1900 años cal AP y correspondieron a los valores más altos de toda la secuencia. Al igual que *N. tipo doimbeyi* y el bosque cerrado, los arbustos presentaron altos valores de PAR en todo el período siendo el máximo valor hacia los ca.1900 años cal AP. Poaceae y las hierbas de estepa obtuvieron los valores de PAR más altos de la zona, con picos de 170,9 y 118,7 granos cm⁻² año⁻¹ para Poaceae a los ca 2000 años cal AP y 26,2 granos/cm²/año¹ para las hierbas, a los ca. 1800 años cal AP.

Zona 2 (1740 – 393 años cal. AP). A partir de los ca. 1740 años cal AP los valores de CHAR aumentaron y a los a los 393 años cal AP se registró el valor más elevado (0,10 partículas/cm²/año¹). La severidad presentó una tendencia de aumento hacia los ca 393 años cal AP (final de la zona polínica 2). Este período mostró la riqueza polínica más alta de todo el registro (19-20 taxones). Se observó un aumento en los valores de PAR de Poaceae, que alcanzaron el máximo valor de toda la secuencia a los 1113 años cal AP (199,4 granos/cm²/año¹) y se mantuvo con fluctuaciones hasta el final de la zona. *Nothofagus tipo doimbeyi* y los taxones del bosque cerrado disminuyeron sus valores de PAR abruptamente, y los arbustos de estepa tuvieron valores intermedios, con un mínimo de 19 granos/cm²/año¹ a los 967 años cal AP. Las hierbas de estepa se mantuvieron con fluctuaciones en toda la zona (23-10 granos/cm²/año¹).

Zona 3 (393 años cal. AP – al presente). Durante este período la riqueza polínica fue la más baja que la zona 2, en donde se registró una leve caída en sus valores, y aumentó en los últimos 100 años aproximadamente (10-17 taxones). Los valores de

CHAR fueron altos al comienzo de la zona (máximo de 0,44 partículas/cm²/año¹, a los 480 años cal AP) y luego disminuyeron. El índice de severidad presentó valores bajos en casi todo el período (alta severidad) y aumentó (disminuyó la severidad) durante los últimos 100 años aproximadamente. Las hierbas de impacto hicieron su aparición con altos valores de PAR en toda la zona (entre 6,9-9,9 granos/cm²/año¹). Los valores de PAR de *Nothofagus tipo dombeyi* y los taxones del bosque cerrado cayeron abruptamente y desapareció el bosque abierto. Poaceae se mantuvo con fluctuaciones en valores intermedios. Los valores de PAR de hierbas y arbustos de estepa disminuyeron levemente.

En términos generales, se presentaron altos valores de CHAR entre los 560 y 123 años cal AP del registro, que coincidieron con los valores más bajos de riqueza polínica y altos valores de PAR de *N. tipo dombeyi*. El índice de severidad mostró en general una dominancia de incendios superficiales con un (alto componente de gramíneas) durante gran parte del registro donde se observó un aumento considerable del índice en los últimos 100 años. Este patrón coincidió con los altos valores de PAR de Poaceae, hierbas de estepa y de impacto registrados para el período de los últimos 200 años.

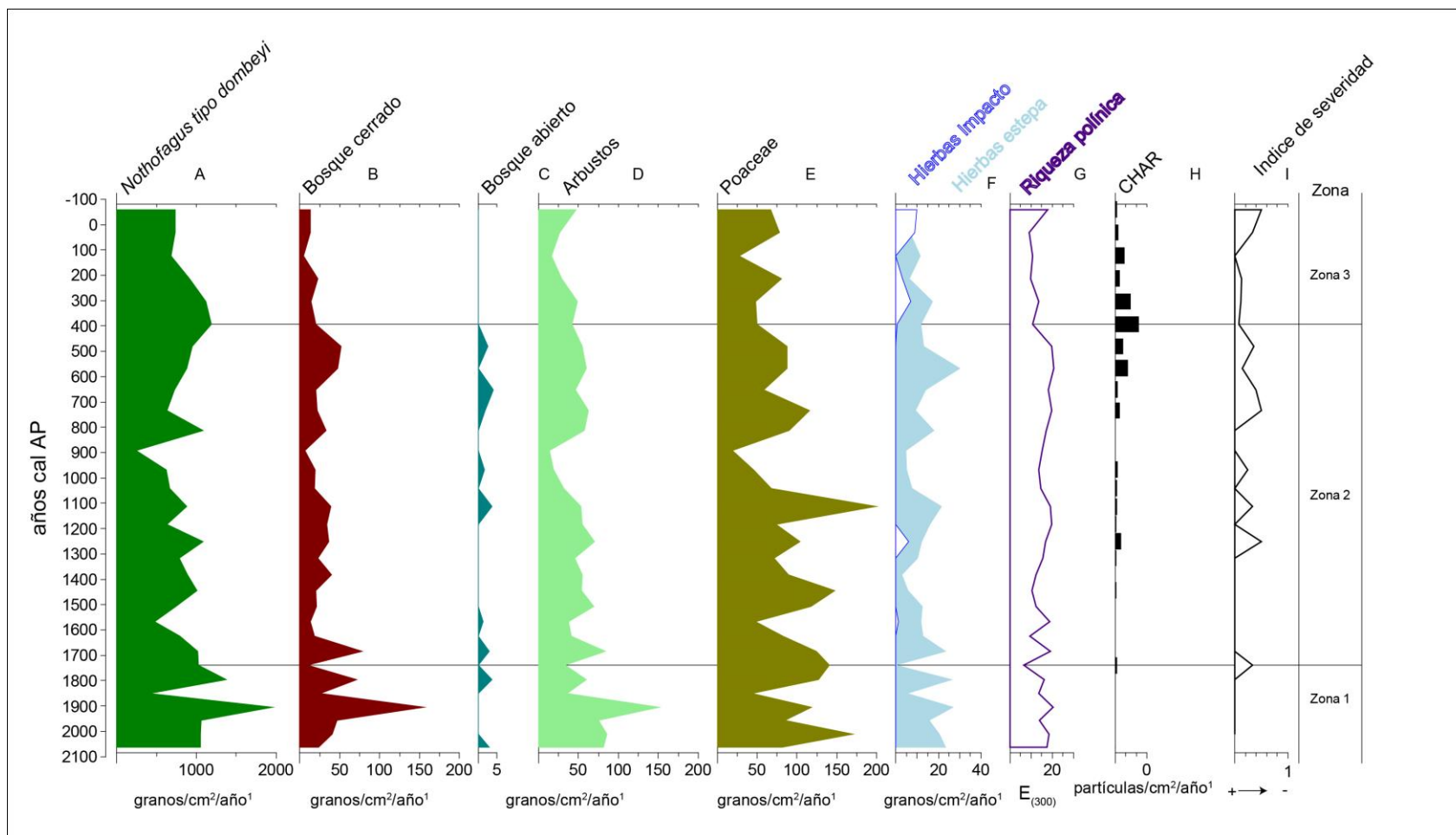


Figura 4.18. Variables sintéticas de Polen y carbón de Laguna Alta. A F) Tasa de acumulación polínica (PAR) de los distintos grupos ecológicos seleccionados, G) riqueza polínica, H) CHAR I) Severidad (n° de partículas de CVS de gramíneas/n° partículas de CVS totales).

Comparación polen y carbón: análisis numérico de Laguna Alta

El análisis de correlación muestra cómo respondieron *Nothofagus* tipo *dombeyi*, Poaceae, las hierbas de estepa y los arbustos a las variaciones en las acumulaciones altas y bajas de carbón. *Nothofagus* mostró una correlación positiva ($p < 0,05$; $r > 0$; Tabla 4.5) con la concentración de carbón en la misma muestra, y en la muestra previa. Esto estaría indicando que la abundancia de *Nothofagus* aumenta cuando la concentración de carbón es mayor. Por el contrario las hierbas y las Poaceae mostraron una correlación negativa en ($p < 0,05$; $r > 0$; tabla 4.5) con concentración de carbón en la misma muestra, lo que estaría indicando una disminución de estos taxones cuando hubo un aumento en la concentración de carbón.

Estos resultados podrían sugerir que los incendios estarían afectando a las hierbas, arbustos y Poaceae, siendo estos taxones el combustible de los incendios de estos últimos 200 años. No obstante *Nothofagus* no parece haber sido afectado por los incendios.

Tipos polínicos	Misma muestra		Muestra previa		Misma muestra + muestra previa	
	p	r	p	r	p	r
Poaceae	0.02017	-0.37	0.07802	-0.26	0.02645	-0.35
Hierbas	0.03813	-0.32	0.13723	-0.20	0.05537	-0.29
Hierbas + Poaceae	0.02733	-0.35	0.10354	-0.23	0.03804	-0.32
Arbustos	0.05226	-0.30	0.06409	-0.28	0.03938	-0.32
<i>Nothofagus</i>	0.00098	0.53	0.00105	0.53	0.00022	0.59

Tabla 4.5. Resultados resumidos del coeficiente de correlación de Pearson (r) y los valores p para los taxones seleccionados. Las letras en negrita indican correlación positiva ($p < 0,05$; $r > 0$)

4.8 Discusión

4.8.1 Cambios en la vegetación y el régimen de incendios en Mallín El Toqui durante el los últimos 5400 años cal AP

El registro sedimentario de Mallín El Toqui, junto con los tipos de polen locales, revela la existencia de diferentes ambientes de depositación. La presencia de depósitos de limo, lodo orgánico lacustre (gyttja) antes de los 12800 años cal. AP indican el desarrollo de un lago, que coincidieron con la última fase del retroceso del Glaciar Río Cisnes (García et al., 2019; Peltier et al., 2023). Luego de este período un cambio en la coloración de los sedimentos, sugiere condiciones locales subacuáticas o subaéreas (es decir, que comienzan los depósitos de turba) y el desarrollo de un mallín similar al actual.

Como se expuso en el capítulo anterior, los cambios en la tasa de acumulación de carbón (CHAR) son diferentes frente a los distintos tipos de vegetación, por lo que los cambios en el registro polínico, permitieron sostener que cambios en el régimen de incendios son sensibles a los cambios en la vegetación.

El registro polínico de Mallín El Toqui, correspondiente a los últimos 5400 años cal AP, revela que la composición vegetal estuvo caracterizada principalmente por una notable representación de *Nothofagus*. Entre los 5500 y 3600 años cal. AP, los altos valores de *Nothofagus* tipo *dombeyi* junto con la presencia continua de *Misodendrum*, y una riqueza polínica medio-alta sugieren el desarrollo de un bosque, con presencia de claros, que coexistieron con una estepa herbácea de Poaceae con Ericaceae y Asteraceae alrededor del mallín. La apertura del canopy permitió el desarrollo de una cantidad importante de especies en una matriz de bosque y claros, donde convivieron hierbas y arbustos.

Entre los ca. 5500 y los 5000 años cal. AP, en Mallín El Toqui, los valores más bajos de *Nothofagus* respecto de los más altos de *Escallonia*, Poaceae y Asteraceae/Asteroideae, Asteraceae/Cichorieae y los taxones pertenecientes a la estepa, sugieren un bosque de dosel ligeramente abierto con incendios frecuentes, de copas pero de escasa magnitud. Después de este período, durante aproximadamente 300 años, el espectro polínico sugiere un paisaje de bosque cerrado con un régimen de incendios caracterizado por valores bajos de frecuencia y consumo de combustible. Este patrón coincide con los elevados valores de PAR de los taxones de bosque cerrado y *Nothofagus*. La baja disponibilidad de combustible seco habría impedido la ignición de leños.

A partir de los 4800 años cal AP hasta los ca. 3700 años cal AP, y por períodos de aproximadamente 200 años, *Nothofagus* presenta fluctuaciones en su abundancia en

concordancia con las fluctuaciones de la abundancia de Poaceae, los taxones de la estepa arbustiva y de altura. Durante este período los incendios se hicieron más frecuentes disminuyendo progresivamente su severidad. Además, la riqueza polínica aumentó, lo que sugiere que la estructura de la vegetación arbórea y del sotobosque facilitó la continuidad vertical de combustible lo que se reflejaría en una mayor frecuencia de incendios de escasa magnitud. En este período, las fluctuaciones de *Nothofagus* observadas en el registro polínico, asociado con un aumento en la frecuencia de incendios de baja magnitud, podrían estar relacionadas con cambios en el patrón estacional de precipitación, que habrían favorecido un período seco más pronunciado durante el año. Estas condiciones, combinadas con una vegetación similar (combustible) y una humedad efectiva estable en términos anuales, habrían promovido la ocurrencia de incendios.

Hacia los 3700 años cal. AP, la una disminución de *Nothofagus* y *Misodendron*, en términos de porcentaje y PAR, así como un incremento de Poaceae, las hierbas y los arbustos de la estepa, indicaron un cambio en la vegetación sugiriendo un bosque más abierto y el establecimiento de una gran diversidad de especies. Estos cambios se produjeron en relación con una leve disminución de la frecuencia de incendios y aumento en la magnitud. Aunque la apertura del bosque comenzó alrededor de los 3700 años cal AP, el episodio de fuego de mayor severidad y magnitud del registro ocurrió hacia los 3400 años cal AP, lo que probablemente intensificó el cambio en la vegetación. El periodo 3700 – 2800 años cal AP se caracterizó por la mayor producción de carbón vegetal sedimentario (reflejado en altos valores de CHAR) y, por consiguiente, una significativa cantidad de biomasa consumida (Figura 4.12). Coincidentemente, se observan altos valores de PAR de taxones de bosque abierto, hierbas y arbustos, lo que indica que la matriz de combustible podría haber sido predominantemente graminosa y arbustiva.

Hacia los 2300 años cal AP, el aumento de *Nothofagus*, *Misodendron*, y el estrato arbóreo, junto con la disminución de los indicadores de la estepa graminosa y arbustiva sugieren un paisaje de bosque más cerrado pero la presencia de un alto porcentaje Poaceae y alta riqueza polínica hacen que el paisaje sea el de un bosque con claros o un bosque semi-abierto. En concordancia con estos cambios en la vegetación, la frecuencia de los incendios disminuyó gradualmente (FRI aumentó gradualmente) así como también la magnitud y el índice de severidad. Probablemente el desarrollo de un bosque más denso (alta disponibilidad de combustible) en condiciones de mayor humedad, combinado con veranos secos haya desencadenado los incendios de baja magnitud que no afectaron al bosque de forma severa.

En términos generales, durante el período de entre los ca. 3700-2800 años cal AP (período con mayor cantidad de CHAR) la correlación positiva, en los retrasos negativos, entre el CHAR y las hierbas, los arbustos y Poaceae permitió inferir una expansión gradual de las hierbas, los arbustos y las Poaceae luego de un incendio (23 años después aproximadamente). Por ejemplo, algunas especies de arbustos, como *Mulinum spinosum* presentan adaptaciones que le permiten rebrotar luego de la ocurrencia de incendios (Damascos y Ghermandi, 2007).

La correlación positiva entre CHAR y la riqueza polínica sugiere que los incendios en este período contribuyeron a un aumento en la diversidad. Esta tendencia indica que la mayor riqueza polínica se relaciona con la mayor variabilidad y producción de carbón. El aumento en la magnitud y la severidad de los incendios posiblemente haya potenciado un aumento en la apertura del dosel arbóreo, lo que podría haber permitido el establecimiento de un mayor número de especies. Por otra parte, en este período, la correlación negativa entre los valores CHAR y *Nothofagus*, está notablemente retrasada, (aproximadamente 23 años después de un incendio). Asimismo, los bosques deciduos de *Nothofagus pumilio* tienen regeneración escasa o nula tras incendios severos y son reemplazados por comunidades de estepa, pero si las condiciones del lugar tras el incendio son favorables y hay fuentes de semillas disponibles, puede regenerarse abundantemente después de los incendios (Kitzberger et al., 2005; Veblen et al., 2003).

A partir de los aproximadamente 1000 años cal AP, y por un período de aproximadamente 900 años, el aumento del porcentaje de *Nothofagus* tipo *dombeyi*, junto con la disminución de las hierbas y arbustos pertenecientes a la estepa, con la consecuente disminución de la riqueza polínica sugieren el desarrollo de un bosque más denso y cerrado. Estos cambios en la vegetación ocurrieron en concordancia con una disminución en la severidad y frecuencia de los incendios (aumenta el FRI). Este patrón coincide con la menor producción de carbón vegetal sedimentario, un aumento de PAR de *Nothofagus doμβeyi* y de todos los taxones de bosque. La baja disponibilidad de combustible seco habría impedido la ignición de leños a partir de fuentes de ignición naturales o antrópicas y la propagación de incendios pequeños (Kitzberger, 2012). La ocurrencia de incendios en los bosques deciduos de *Nothofagus* está principalmente limitada por el clima ya que el fuego está asociado con la reducción de las precipitaciones de primavera, lo que resulta en bajos niveles de humedad del combustible durante la temporada de incendios (Holz y Veblen, 2012).

Durante los últimos 700 años cal AP se produjo la expansión de Poaceae, las hierbas y algunos arbustos de la estepa (Ericaceae, Asteraceae y *Empetrum*) a expensas de *Nothofagus* y los taxones de bosque. Estos cambios en las comunidades

vegetales coincidieron con cambios en el régimen de incendios en Mallín El Toqui. En este último período, se observó un aumento considerable en el porcentaje y PAR de las hierbas de impacto, que sirven como indicador polínico de la presencia de asentamientos agrícolas y/o ganaderos. Los altos valores de PAR de hierbas, arbustos y Poaceae para este período sugieren que la matriz de combustible habría sido principalmente gramínea. Las comunidades de gramíneas que limitan con el bosque implican la existencia de áreas abiertas y una abundancia considerable de combustible vegetal fino que puede desecarse fácilmente. Por lo tanto, durante la estación de primavera-verano, cuando las condiciones son más secas, podría incrementar rápidamente la abundancia de combustible. Ante la presencia de fuentes de ignición ya sean naturales o antrópicas, los incendios se propagarían fácilmente, ya que en esta zona la continuidad horizontal del combustible no es limitante. Como consecuencia se producirían grandes cantidades de carbón vegetal sedimentario (Figura 4.11).

Durante los últimos 700 años cal AP, la correlación positiva entre Poaceae, hierbas y arbustos con el CHAR (Figura 4.14), permite sugerir que los incendios en el área de estudio estarían relacionados con la rápida expansión de comunidades de gramíneas, hierbas y arbustos concomitantemente con la reducción del bosque. La reducción del bosque habría sido causado por la tala y la quema del mismo, así como por el pastoreo de ovejas, tras la colonización europea (Martinic, 2005). La fuerte correlación positiva de las hierbas y las gramíneas sugiere que las actividades agro pastoriles estaban fuertemente relacionadas con el uso del fuego, lo que coincide también con el FRI más bajo del registro junto con el índice más alto de severidad (alta frecuencia de incendios superficiales). La correlación positiva entre CHAR y la riqueza polínica estaría indicando que la diversidad aumentó con la alta frecuencia de incendios en el pasado reciente (Figura 4.14). Esto indicaría que el aumento de la actividad antrópica no solo intensificó los incendios, también cambió el régimen de incendios en la zona, con efectos negativos sobre la diversidad vegetal.

4.8.2 Cambios en la vegetación y el régimen de incendios en Laguna Alta durante los últimos 2000 años cal AP

Durante los últimos 2000 años cal AP el taxón dominante fue *Nothofagus*. Debido a que la zona de estudio se encuentra ubicada en una estepa fría de altura (sección 4.5), los porcentajes de *Nothofagus* tipo *dombeyi* reflejarían el polen producido localmente dentro de los parches de bosque cercanos a la laguna pero también el polen transportado a larga distancia desde los bosques deciduos de *Nothofagus*

pumilio de la región y los bosques siempreverde de *Nothofagus dombeyi* y *Nothofagus betuloides* ubicados al oeste, en el archipiélago de Chonos (Bennett et al., 2000; Haberle y Bennett, 2004; Montade et al., 2013). Además de la predominancia de polen de *Nothofagus*, el espectro polínico indicó que durante los últimos 2000 años cal AP, la vegetación local se caracterizó por hierbas de la familia Poaceae y arbustos como Ericaceae, Asteraceae subf. Asteroideae, Asteraceae tipo *Perezia*, *Mulinum* y *Adesmia*, lo que representó el desarrollo de una estepa herbácea con altas proporciones de arbustos.

Entre los 2000 y los 700 años cal AP, disminuyeron los porcentajes de *Nothofagus* tipo *dombeyi*, acompañados por un aumento en Poaceae y taxones característicos de la estepa, lo que sugiere una leve retracción del bosque sincrónicamente con la expansión de la estepa. Estos valores coincidieron con la alta riqueza polínica, valores altos de Poaceae, hierbas de estepa y arbustos y escasos o nulos valores de concentración de carbón, lo que estaría conformando una alta diversidad alrededor de la laguna y baja actividad de incendios. Hacia los ca. 700 años cal. AP aproximadamente, hubo una disminución de *Nothofagus* tipo *dombeyi* y todos los taxones del bosque, junto con el aumento de Poaceae, Ericaceae, Asteraceae y *Empetrum*, (Figura 4.17). Estos valores sugieren la retracción del bosque con la expansión concomitante de la estepa. A partir este último período los valores de concentración de carbón comenzaron a aumentar indicando una alta actividad de incendios hacia los ca. 400 años cal.AP.

Entre los 400 y 120 años cal AP, el registro mostró un aumento en la abundancia de *Nothofagus* tipo *dombeyi* y la disminución en la abundancia de hierbas, arbustos, Poaceae y los taxones del matorral y la estepa. Esta tendencia coincidió con una reducción de la riqueza polínica y del índice de severidad de los incendios (mayor severidad), así como una fuerte correlación positiva entre *Nothofagus* y la concentración de carbón vegetal sedimentario (CVS). Además, se observó una correlación positiva entre las hierbas, arbustos y Poaceae con la concentración de CVS. Estos resultados estarían indicado que la matriz de combustible habría sido principalmente arbustivo-graminosa y no arbórea.

Durante los últimos 100 años, el aumento significativo de las hierbas de impacto, como Poaceae y otras asociadas a la estepa, junto con la disminución de *Nothofagus* tipo *dombeyi*, sugiere un incremento de los asentamientos humanos en la zona, como lo indican los altos valores de PAR de estas especies en el registro. Además, la reducción considerable de partículas de CVS sugiere una reducción de los incendios. La disminución de los episodios de incendio (Figura 4.18) podría estar relacionada con el cambio en la estructura de la vegetación, debido a la aparición de arbustos (por

ejemplo Ericaceae, *Empetrum*) en la estepa herbácea. Las comunidades arbustivas, con proporción variable de suelo desnudo habrían interrumpido la continuidad del combustible, disminuyendo la propagación de incendios, que se tornaron menos frecuentes y/o menos intensos.

4.8.3 Ocupación e impacto humano en los ecosistemas de la región de Aysén

En la Patagonia Central el primer poblamiento fue un proceso lento, a través de cazadores recolectores que ocuparon diferentes áreas. En la región de Aysén la mayoría de los sitios arqueológicos están ubicados en la estepa, al este de la cordillera de los Andes y son generalmente los más antiguos. Los estudios arqueológicos realizados en los sitios Baño Nuevo 1 (Mena y Stafford, 2006; Méndez y Reyes, 2008), El Chueco 1 (Mena y Stafford, 2006; Reyes et al., 2012), Cueva de la Vieja (Méndez et al., 2018), indican que la presencia humana en la zona se remonta al Holoceno Temprano, con una antigüedad máxima de 12.000 años cal AP en Cueva de la Vieja (Méndez et al., 2018). Pero las evidencias muestran que las ocupaciones fueron breves y, probablemente, de grupos pequeños.

En los últimos dos milenios, se observa un aumento notable en la frecuencia de incendios de baja severidad y un cambio en la vegetación en Mallín El Toqui y Laguna Alta, que podría estar relacionado, en parte, con la acción antrópica. Este período coincide con la presencia documentada de ocupaciones de cazadores-recolectores en la región, asociadas con cambios en los patrones de movilidad y asentamiento (Méndez y Reyes, 2008). Por ejemplo, los hallazgos del sitio arqueológico Baño Nuevo 1, que incluyen restos óseos humanos y materia prima utilizada en la vida diaria, constituyen evidencia de la actividad humana en la zona durante este tiempo (Mena et al., 2003).

En un contexto más amplio, la presencia humana en la Patagonia Central, especialmente cerca del valle del Río Cisnes, se registra desde hace aproximadamente 3500 años cal. AP (Méndez et al., 2018; Méndez y Reyes, 2008). Este incremento en la ocupación humana coincide con períodos de alta actividad de incendios en sitios como Mallín El Toqui y Laguna Alta, lo que sugiere una posible relación entre el impacto humano y los regímenes de incendios.

Sin embargo, en esta región los cambios más importantes en la vegetación y el régimen de incendios ocurrieron durante el último siglo (100 años cal AP). Los registros de polen y carbón vegetal reflejan un cambio en la fisonomía del paisaje asociado a un aumento en la frecuencia de incendios y picos de carbón vegetal

sedimentario. Estos cambios, junto con la aparición en ambas secuencias (Mallín EL Toqui y Laguna Alta) de taxones exóticos (por ejemplo *Rumex spp.*) están asociados a la colonización europea, iniciada a partir del siglo XIX (Martinic, 2005). La disminución del porcentaje de los taxones arbóreos y un aumento de las hierbas serían el resultado de un paisaje fragmentado debido a la deforestación mediante la quema, para las prácticas agrícolas. Por lo tanto, se infiere que la mayor influencia humana sobre la vegetación y el régimen de incendios en la región de Aysén ocurrió durante los últimos siglos y está relacionada con el cambio en el uso de la tierra, producto del asentamiento de los colonos europeos.

4.8.4 Reconstrucción de la historia de la vegetación y el régimen de incendios en la Patagonia Central

La reconstrucción de la historia de la vegetación y de los incendios en la Patagonia Central a lo largo de un gradiente ambiental Oeste-Este, se infirió a partir de los resultados obtenidos en Mallín El Toqui y Laguna Alta y su comparación con otros registros publicados existentes (Tablas 4.7 y 4.8).

Para interpretar adecuadamente los resultados obtenidos en Mallín El Toqui y Laguna Alta, y contextualizarlos dentro de una perspectiva más amplia, se realizó una síntesis de las dinámicas de vegetación y el régimen de incendios durante la transición glacial-postglacial y del Holoceno. Esta síntesis, basada a partir de registros polínicos y de carbón vegetal sedimentario ya publicados, no solo permite identificar patrones regionales y evaluar la influencia de procesos climáticos y antrópicos, sino que también proporciona una base fundamental para entender con mayor claridad los cambios específicos ocurridos durante el Holoceno Tardío, que es el principal foco de discusión en este trabajo. Se resumieron las variaciones de la vegetación y el régimen de incendios en la Patagonia Central entre los 44°S y los 47°S, en un gradiente longitudinal entre los 74°O y los 71°O para la Transición Glacial Post-Glacial y el Holoceno (subdivisiones propuestas por Walker et al., (2012)).

Laguna Fácil está ubicada al oeste de la Cordillera de los Andes, en un Bosque resinoso de *Pilgerodendron* a 10 m s. n. m. (Haberle y Bennett, 2004). Mallín Pollux está al este de los Andes, ubicado en un bosque decíduo de *Nothofagus pumilio*, a 640 m s. n. m. (Markgraf et al., 2007). Por otro lado, Lago Shaman se encuentra en el ecotono bosque-estepa, a 919 m s. n. m. (de Porras et al., 2012). Estos sitios fueron seleccionados no solo por su ubicación geográfica a lo largo del gradiente oeste-este, sino también porque todos cuentan con registros de polen y carbón de los últimos 14.000 años cal AP, lo que permite realizar un análisis comparativo de la dinámica de la vegetación y los incendios en la región (Tablas 4.7 y 4.8).

En las tablas 4.7 y 4.8 se representan los sitios polínicos utilizados para comparar los registros de polen y carbón vegetal sedimentario (CVS) a lo largo del gradiente de Patagonia Central. La primera tabla muestra la vegetación característica de cada sitio, mientras que la segunda tabla representa la historia de la vegetación.

En la figura 4.19 se representa el perfil topográfico de una transecta longitudinal en Patagonia Central, aproximadamente a los 44°S. Los climatogramas dentro de la figura están dispuestos de oeste a este a lo largo de la transecta, mostrando la distribución de la precipitación acumulada mensual y la temperatura. Los datos de los

climatogramas se obtuvieron de las estaciones meteorológicas listadas en la tabla 4.6, junto a su ubicación correspondiente.

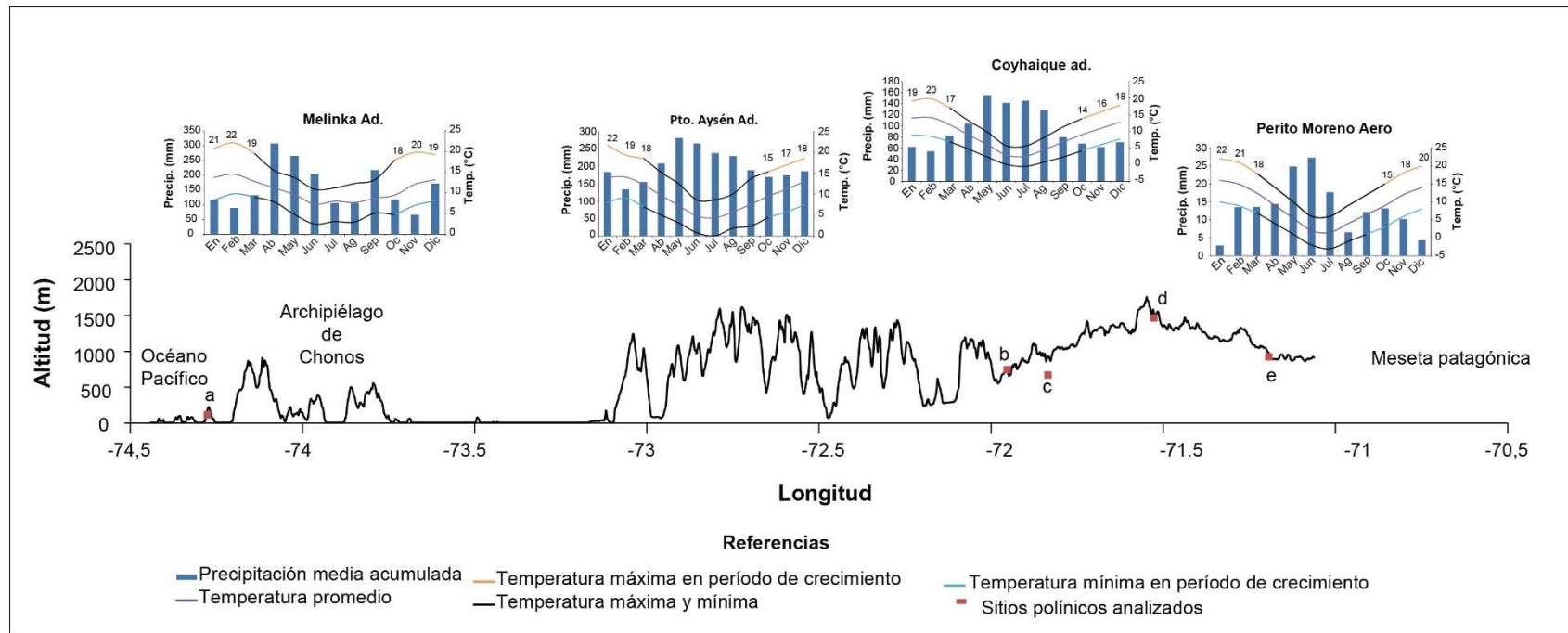


Figura 4.19. Perfil topográfico y climatogramas, precipitación acumulada mensual, temperatura correspondientes a una transecta Oeste – Este entre los 44 - 44 °S. Las letras corresponden con las secuencias fósiles que serán discutidas en este capítulo. a: Laguna Fácil, b: Mallín Pólux, c: Mallín El Toqui, e: Laguna Alta, f: Lago Shaman

Estación meteorológica	Latitud	Longitud	Altitud (m)	Referencias
Melinka Ad	-43,90	-73,74	8	Dirección Meteorológica de Chile - Servicios Climáticos (www.meteochile.gob.cl)
Aysén Ad	-45,40	-72,68	1500	
Coyhaique Ad	-45,59	-72,10	299	
Perito Moreno	-46,53	-70,98	429	Servicio Meteorológico Nacional (www.smn.gob.ar)

Tabla 4.6. Ubicación de las estaciones meteorológicas utilizadas para la construcción de los climatogramas (precipitación anual acumulada y temperatura) en la figura 4.19

Sitio	Latitud	Longitud	Elevación (m)	Características del sitio	Registro (años cal AP)	Referencia
Laguna Fácil	-44.33	-74.28	10	Laguna. Bosque resinoso de <i>Pilgerodendron-Nothofagus</i>	15900	(Haberle y Bennett, 2004)
Mallín El Toqui	-45.02	-71.96	700	Mallín. Bosque deciduo de <i>Nothofagus pumilio</i>	5000	Esta Tesis
Mallín Pollux	-45.68	-71.83	640	Mallín. Bosque deciduo de <i>Nothofagus pumilio</i>	17100	(Markgraf et al., 2007)
Laguna Alta	-45.01	-71.54	1300	Laguna. Ecotono bosque de <i>Nothofagus antartica</i> - estepa graminosa	2000	Esta Tesis
Lago Shaman	-44.43	-71.18	919	Lago. Ecotono bosque de <i>Nothofagus antartica</i> - estepa graminosa	19000	de Porras et al., 2012

Tabla 4.7. Sitios con registros de polen y carbón ubicados en orden de oeste a este discutidos en este capítulo.

Sitio	Transición glacial post-glacial (antes de los 14000 años cal AP)	Transición Glacial Tardío/Holoceno Temprano (14000 – 11000 años cal AP) y Holoceno Temprano (11000 - 8200 años cal AP)	Holoceno Medio (8200 – 4200 años cal. AP)	Holoceno Tardío (4200 años cal. AP – 2000 años cal AP)	Holoceno Tardío (2000 - 300 años cal AP)	Holoceno Tardío (últimos 300 años)
Laguna Fácil	Dominancia de hierbas, desarrollo de un paisaje abierto con Ericaceae, helechos y árboles aislados (<i>Berberis</i> , <i>Pilgerodendron</i>). Incendios frecuentes	Se establece un bosque de <i>Nothofagus-Pilgerodendron-Podocarpus</i> hacia los ca. 11000 años cal AP. Incendios ausentes. Luego <i>declina</i> Podocarpus y aparece con un rápido ascenso <i>Tepualia</i> y <i>Weinmannia</i> . Aumentan los incendios	Hacia los ca. 7000 años cal AP, <i>declina Weinmannia</i> y aparece con un rápido ascenso <i>Pilgerodendron</i> , se establece un bosque de <i>Nothofagus-Pilgerodendron-Tepualia</i> . Disminuyen los incendios.	Leve aumento de <i>Tepualia</i> con disminución de <i>Nothofagus</i> y <i>Pilgerodendron</i> . Las hierbas y los helechos siguen en niveles bajos. Comienzan a aumentar los incendios, con picos hacia los ca. 3000 años cal AP.	<i>Nothofagus</i> sigue siendo el dominante del registro. Disminuye levemente <i>Pilgerodendron</i> y aumenta <i>Tepualia</i> . Incendios frecuentes	Domina el bosque de <i>Nothofagus-Pilgerodendron-Tepualia</i> . Fluctuaciones en los episodios de incendios con tendencia a disminuir en los últimos 100 años
Mallín El Toqui			Hacia los ca. 5000 años cal AP altos valores de <i>Nothofagus</i> con fluctuaciones. Incendios severos y frecuentes de baja magnitud.	Leve retracción del bosque con aumento de hierbas y arbustos de estepa y leve aumento de Poaceae. Incendios de copa, frecuentes y de gran magnitud.	Aumento de <i>Nothofagus</i> con fluctuaciones y leve descenso de Poaceae. Descenso de hierbas y arbustos de estepa. Disminución de los incendios.	Drástica disminución de <i>Nothofagus</i> y fuerte aumento de hierbas de impacto y Poaceae. Aumento en la frecuencia de los incendios superficiales.

Mallín Pollux	Desarrollo de estepa graminosa y arbustiva. Alta frecuencia de incendios en la estepa antes de los 16000 años cal AP. Incendios frecuentes de baja magnitud.	Se estableció un bosque abierto de <i>Nothofagus</i> acompañado por un cambio en el régimen de incendios. Alta frecuencia de incendios a partir de los 11000 años cal AP	Se desarrolló un bosque cerrado de <i>Nothofagus</i> . Disminuyeron las hierbas y Poaceae. Disminuyeron los incendios.	Se establece nuevamente un bosque abierto de <i>Nothofagus</i> , con aumento de Poaceae. Leve aumento de la frecuencia de incendios de baja magnitud	Disminuye Poaceae con aumento de <i>Nothofagus</i> , se cerró el bosque. Disminuyeron levemente los incendios respecto al periodo anterior.	Fuerte disminución de <i>Nothofagus</i> y aumento del polen de Poaceae y taxones introducidos. Los incendios tienden a disminuir
Laguna Alta					Leve a moderada abundancia de <i>Nothofagus</i> , y aumento de hierbas y arbustos de estepa y Poaceae. Aumento de <i>Nothofagus</i> a partir de los 700 años cal AP. Aumento de los incendios hacia los 700 años cal AP	Tendencia a la disminución de <i>Nothofagus</i> los últimos 100 años, y aumento de hierbas, arbustos, Poaceae y las hierbas de impacto. Disminución de los incendios
Lago Shaman	Desarrollo de estepa herbácea con alta proporción de arbustos entre 19000 y 15000 años AP. Baja o nula actividad de incendios	Aumento progresivo de <i>Nothofagus</i> y Poaceae a expensas de los arbustos de estepa. Desarrollo de una estepa graminosa con arbustos dispersos y parches de <i>Nothofagus</i> . Aumento de los incendios.	Desarrollo de un bosque denso de <i>Nothofagus</i> en contacto con la estepa graminosa. Los incendios son moderados.	Hacia los ca. 3000 años cal AP el registro mostró una retracción del bosque con expansión concomitante de la estepa graminosa. Moderada frecuencia de incendios de copa de gran magnitud.	Aumento progresivo de <i>Nothofagus</i> y disminución de Poaceae. Alta frecuencia de incendios de moderada magnitud.	Decrecieron <i>Nothofagus</i> y Poaceae, mientras se incrementaron <i>Acaena</i> y Asteraceae subf. Asteroideae. Se redujeron los incendios

Tabla 4.8. Resumen de las principales características de la historia de la vegetación y los incendios de los sitios discutidos en este capítulo

Transición Glacial Post-Glacial (antes de los 14.000 años AP)

Los resultados de los estudios glaciológicos indicaron que la desglaciación en la Patagonia Central comenzó alrededor de los 17.500 años cal AP (Douglass et al., 2006; Hein et al., 2010; Kaplan et al., 2004). Durante el Máximo Glacial, gran parte de la región de Aysén estuvo cubierta por glaciares. Estudios realizados en Río Cisnes y Ñirehuao mostraron que esta zona estuvo libre de hielo desde los ca. 19.000 años cal AP y han evolucionado el paisaje de tal forma que hacia los 12.900 años cal AP Cisnes y Ñirehuao ya eran valles fluviales (García et al., 2019). De acuerdo a los registros polínicos del oeste de la cordillera de los Andes (L. Fácil; Haberle y Bennett, (2004)), durante la Transición Glacial Post-Glacial había dominancia de hierbas y el desarrollo de un paisaje abierto con Ericaceae, helechos y árboles aislados. En esta parte de la región se registraron incendios frecuentes (Tabla 4.8). Hacia la vertiente oriental, el paisaje en esta región se encontraba dominado por una estepa graminosa, debido a los altos valores de Poaceae, con algunos elementos de la estepa subarborescente. Esto se evidenció en las secuencias de Mallín Póllux (Markgraf et al., 2007), Mallín Fontanito (Nanavati et al., 2019) y Lago Shaman (de Porras et al., 2012) (Tabla 4.8). Aunque Mallín Fontanito no está incluido entre los sitios seleccionados para esta comparación, se menciona aquí porque aporta información valiosa sobre la vegetación y los incendios en la región, relevante para el análisis. Además de la presencia de estas comunidades vegetales, también había plantas adaptadas a condiciones frías, como Ericaceae, Juncaceae, hierbas de clima frío, entre otras. En todas esas secuencias se registró una baja actividad de incendios, que posiblemente se debieran a la escasa acumulación y cobertura de combustible y/o pocas igniciones (Figura 4.20).

Transición Glacial Tardío/Holoceno Temprano (14.000 – 11.000 años cal AP) y Holoceno Temprano (11.000 - 8200 años cal AP)

Después de los 14.000 años cal AP, se estableció un bosque de *Nothofagus-Pilgerodendron-Podocarpus* en el oeste de la Cordillera (Tabla 4.8). Este tipo de vegetación marcó el inicio del periodo "moderno", definido por comunidades de bosques con análogos modernos del sur del archipiélago y la región de la península de Taitao (Haberle y Bennett, 2004). La ausencia de evidencia de incendios sugiere que las condiciones del avance del bosque fueron continuamente húmedas y con ausencia de igniciones. En el este de los Andes, se inició el desarrollo y establecimiento gradual

de *Nothofagus*, pero la vegetación aún estaba dominada por taxones propios de la estepa, con parches dispersos de *Nothofagus* indicando el avance del bosque por sobre la estepa. En las zonas cercanas a la cordillera de los Andes o en valles protegidos, comenzó a establecerse el bosque deceduo de *Nothofagus*, y en los sitios ubicados más al este se estableció el ecotono bosque-estepa (Tabla 4.8).

Hacia el comienzo del Holoceno temprano, según los modelos paleoclimáticos, se registraron condiciones de mayor insolación anual promedio que en la actualidad (Renssen et al., 2005). En el oeste de la Cordillera, se observó un aumento de *Tepualia* y *Weinmannia* junto a un incremento en la actividad de los incendios, y coincidió con una disminución de *Podocarpus nubigena*, lo que señalaría el inicio de condiciones climáticas más cálidas en la región (Tabla 4.8). El desarrollo de bosques de *Nothofagus* hacia el este en la vertiente oriental sugiere un aumento moderado de las precipitaciones que favoreció el incremento de la humedad, pero no necesariamente un aumento de la temperatura (Tabla 4.8). Además, se registró un aumento gradual de partículas de carbón, especialmente en áreas de mayor altitud y valles protegidos, que coincidió con un incremento en el porcentaje de *Nothofagus*. Este patrón podría explicarse a inviernos más cálidos y veranos más secos, lo que habría prolongado la estación de crecimiento y la ocurrencia de incendios en el bosque deceduo de *Nothofagus* de la Patagonia Central, ya que estos dependen de primaveras y veranos secos para su ocurrencia (Figura 4.20).

Holoceno Medio (8200 – 4200 años cal. AP)

Durante el Holoceno medio y hacia los ca. 6000 años cal AP en el oeste de la Cordillera los registros polínicos indicaron el establecimiento de un del bosque lluvioso Nordpatagónico, que se mantiene hasta el presente (Tabla 4.8) (Haberle y Bennett, 2004). Los incendios en este sector comienzan a aumentar pero con baja frecuencia. Hacia la vertiente oriental, en todos los sectores se infirió una mayor cobertura de bosque. El registro polínico de las zonas cercanas a la cordillera (Mallín Pollux) reflejaron el desarrollo de un bosque cerrado que indica un aumento de la humedad efectiva (de Porras et al., 2014; Markgraf et al., 2007; Villa-Martínez et al., 2012; Villa-Martínez y Moreno, 2021). El sitio ubicado en contacto con la estepa (Lago Shaman), registraron altos valores de *Nothofagus* (hasta el 65%), que sugieren el desarrollo de un bosque denso que coexiste con una estepa gramínea. Este patrón estaría indicando una posición más oriental del ecotono bosque-estepa. En cuanto al régimen de incendios este período presenta una disminución en la frecuencia de fuego en todas las secuencias y escasos incendios superficiales. Estas características del

paisaje así como también del régimen de incendios sugerirían una mayor humedad efectiva (mayor precipitación) bajo una estacionalidad no tan marcada. Es probable que la disponibilidad de combustible fuera abundante, sin embargo, los veranos no son lo suficientemente secos para permitir su quema (Figura 4.20).

Holoceno Tardío

Período entre los 4200 años cal AP y 2000 años cal AP

En los comienzos del Holoceno Tardío, los sitios ubicados en la el Archipiélago de Chonos y Península de Taitao no mostraron grandes cambios en la vegetación desde el Holoceno Medio. Los registros polínicos indicaron que en L. Fácil el bosque que se estableció fue *Nothofagus-Pilgerodendron-Tepualia*. Estos taxones reflejaron fluctuaciones entre los 4200 y 2000 años cal AP, con aumento de *Tepualia* y disminución de *Pilgerodendron* y *Nothofagus* pero el conjunto de taxones sigue siendo característico y representativo del bosque húmedo Nordpatagónico. Los registros de carbón de Laguna Fácil revelaron que los incendios persistieron durante este período y aumentaron su frecuencia después de los aproximadamente 3000 años cal AP. En cambio, en el lado este de la cordillera, se produjo una disminución en la cobertura de bosque en los sectores más occidentales y fue reemplazada por elementos de estepa. Una apertura repentina del dosel del bosque deciduo en sitios del oeste ocurrió sincrónicamente alrededor de 4200–4000 años cal AP en M. Pollux (Markgraf et al., 2007), Mallín El Toqui (Esta Tesis) y Mallín El Embudo (de Porras et al., 2014), impulsada aparentemente por las condiciones climáticas debido a una tendencia hacia condiciones más secas hacia los ca 5000 años cal AP, pero también la alta actividad de los incendios haya potenciado esta apertura. En los sectores orientales cercanos a la estepa, la retracción del ecotono bosque-estepa ocurrió entre los 3000 y los 1300 años cal AP, asociada a un aumento en la frecuencia de los incendios. Este patrón de configuración de la vegetación coincide un incremento en la actividad de los incendios registrada durante este período a partir del aumento en la frecuencia de ocurrencia de incendios de copa en las laderas y aumento de la frecuencia de incendios superficiales en las zonas en contacto con la estepa (con excepción del registro de Mallín Pollux). Esta relación entre la vegetación y la actividad de los incendios sugieren un establecimiento gradual de la estación seca que, bajo las mismas condiciones de vegetación (combustible) y humedad efectiva (precipitación) en el Holoceno Medio, habría promovido la ocurrencia de incendios (A. Holz et al., 2012; Holz y Veblen, 2012).

Período entre los 2000 años cal AP y 300 años cal AP

Durante el período entre los ca. 2000 y los ca. 300 años cal AP, en el Archipiélago de Chonos (Laguna Fácil, Haberle y Bennett, 2004), la composición y la estructura de la vegetación se mantuvieron sin cambios significativos en comparación con el Holoceno Medio (Tabla 4.8, Figura 4.20). El régimen de incendios, según el registro de CSV, se mantuvo con algunas fluctuaciones y se registraron picos de carbón. En el este, los sitios que se encuentran más cercanos a la cordillera, presentaron una mayor cobertura de bosque que en las zonas orientales y en contacto con la estepa (Tabla 4.8, Figura 4.20). En cuanto al régimen de incendios, en sectores con comunidades de bosque deciduo (Mallín El Toqui y Mallín Pollux), tanto la frecuencia de incendios como los niveles de CHAR fueron bajos con un aumento gradual hacia los 700 años AP. Por el contrario, en Lago Shaman y Laguna Alta, ambos ubicados en el ecotono bosque estepa, se registró alta frecuencia de incendios durante este período. Estas asincronías en los regímenes de incendios podrían estar relacionadas con las complejas interacciones entre el clima, los incendios y la vegetación, que se dan en las diferentes unidades de vegetación. Como se muestra en la Tabla 4.8, los incendios en Laguna Alta experimentaron un aumento hacia los 700 años cal AP, lo que refuerza la observación de una mayor actividad incendiaria en el ecotono.

Este conjunto de registros polínicos sugiere el establecimiento de condiciones climáticas modernas probablemente asociadas con fluctuaciones interanuales o interdecadales de humedad. La mayor ocurrencia de incendios superficiales está condicionada por fluctuaciones en la humedad a corto plazo que favorecen el crecimiento de la vegetación, como fuente de combustible y la posterior desecación para ser quemada.

Últimos 300 años

En los últimos 300, años el registro polínico de L. Fácil, ubicada al oeste de la Cordillera, no mostró evidencia de la introducción de especies exóticas en la cuenca, sin embargo, se detectó una tendencia hacia un bosque más abierto que pudo haber aumentado la susceptibilidad del archipiélago a una reducción de *Pilgerodendron* y la invasión de plantas exóticas (Tabla 4.8, Figura 4.20). (Szeicz et al., 2003), sugirieron a partir del análisis de un registro sedimentario de alta resolución que en los últimos 300 años se habrían producido importantes episodios de incendios que provocaron la disminución de *Pilgerodendron* y la apertura del canopeo del bosque. Estas

fluctuaciones en los episodios de incendios, tienden a una progresiva disminución en los últimos 100 años cal AP. En la vertiente oriental de la cordillera a lo largo de todo el gradiente, aumentaron los porcentajes de Apiaceae, Poaceae, y las hierbas de impacto a expensas de *Nothofagus* (Tabla 4.8, Figura 4.20) (de Porras et al., 2014, 2012; Markgraf et al., 2007; Nanavati et al., 2019).

La actividad de los incendios se vio afectada de manera asincrónica en todo el gradiente. Los niveles de CHAR en los sitios ubicados al oeste, con comunidades de bosque decíduo de *Nothofagus pumilio*, sugirieron un aumento de los incendios superficiales. Contrariamente, los sitios orientales en el ecotono registraron una notable disminución de niveles de CHAR. Estas asincronías en los regímenes de incendios durante este período, particularmente durante los últimos 100 años, podrían estar relacionadas a las actividades humanas. El aumento en la frecuencia de los incendios superficiales en los lugares cercanos a la Cordillera posiblemente estén asociados la aparición de especies introducidas como *Rumex* y Asteraceae, lo que sugiere que la reducción del bosque y el incremento del fuego fueron la causa y efecto de una rápida y marcada transformación del paisaje debido al establecimiento antrópico en esta área (Holz y Veblen, 2011a). De ésta forma, la magnitud y rapidez de la pérdida de cobertura de bosques ilustra su vulnerabilidad a una actividad de fuego recurrente (Méndez et al., 2016). Durante el siglo XX, la sustitución del bosque, especialmente de *Nothofagus pumilio*, se vio acelerada en toda la Patagonia producto de los incendios intencionales para la producción de pasturas (Mermoz et al., 2005; Veblen et al., 2011). El aumento significativo de hierbas y la aparición de arbustos en sitios cercanos a la estepa (L. Shaman y L. Alta) provocaron cambios en la estructura de la vegetación, lo que pudo haber significado en la disminución de los incendios. La interrupción en el continuo horizontal del combustible es lo que posiblemente haya hecho que los incendios sean menos frecuentes y de menor magnitud y severidad (Figura 4.20).

Aunque los registros polínicos y de CVS que se presentan en este trabajo no nos permiten distinguir la variabilidad a corto plazo, los datos individuales analizados en este trabajo y que se ubican a lo largo del gradiente bioclimático oeste-este mostraron fluctuaciones asincrónicas en la actividad de los incendios. Estas variaciones podrían estar influenciadas por factores como una mayor variabilidad climática o el impacto de la presencia humana durante el Holoceno Tardío (de Porras et al., 2014, 2012; Markgraf et al., 2007; Méndez et al., 2016; J. Szeicz et al., 2003).

Impacto humano en la región

La mayor cantidad de registros arqueológicos de la región de Aysén han sido identificados en el este de la cordillera de los Andes, más precisamente en la estepa (Méndez et al., 2020). Alguno de estos sitios como Cueva de la Vieja y El Chueco, cuentan con dataciones antiguas, algunas hasta de 12.000 años cal AP (Méndez et al., 2010; Reyes et al., 2007). Esta distribución sugiere que el este probablemente fue la ruta principal de colonización, y posteriormente expandieron sus ocupaciones hacia el lado oeste de la cordillera. El lado occidental de esta región, y el interior de la península de Taitao y las islas más grandes, probablemente hayan estado deshabitados por debido a la dificultad de viajar. Por lo tanto, como resultado de su relativa inaccesibilidad, Aysén estuvo entre las últimas regiones de Chile en ser pobladas por los Europeos (Butland, 1957).

Las fluctuaciones en la actividad de los incendios registradas en el lado oriental de la región, pueden haber sido causa del aumento de las poblaciones humanas. Cerca del Valle del Río Cisnes la presencia humana aumentó después de los ca. 3500 cal años AP (Bellelli et al., 2000; Méndez et al., 2018; Méndez y Reyes, 2008), y coincidió con períodos de actividad elevada de incendios en M. El Embudo, L. Shaman (de Porras et al., 2014, 2012; Méndez et al., 2016) y Mallín El Toqui (Esta Tesis).

El asentamiento europeo en toda la Región de Aysén se estableció alrededor de los últimos 200 años cal AP (fines del siglo XIX, Martinic, 2005). Desde entonces, se llevaron a cabo incendios intencionales masivos y talas del bosque deciduo y de los matorrales de *Nothofagus* para ampliar las áreas de pastoreo.

Los registros de polen y carbón de casi todos los sitios de la Patagonia Central reflejaron un impacto significativo del asentamiento europeo. Este impacto se manifestó en la disminución de taxones arbóreos en ambientes boscosos, que coincidió con picos en los niveles de carbón. En algunos casos, estos cambios han llevado a la creación de paisajes irregulares, resultado de la tala de bosques mediante quemados (Haberle y Bennett, 2004; Markgraf et al., 2007; Szeicz et al., 2003). La tala de bosques, el pastoreo de ovejas y la aparición de arbustos después del asentamiento europeo cambiaron la estructura de la vegetación en los sitios cercanos a la estepa, e interrumpieron la continuidad del combustible, lo que provocó incendios menos frecuentes y/o menos intensos. Además, en sitios ubicados dentro del bosque deciduo, se registró la introducción de taxones exóticos europeos como *R. acetosella* y *Taraxacum officinale* (de Porras et al., 2014; Markgraf et al., 2007; Moreno et al., 2019; Villa-Martínez y Moreno, 2021). En contraste, en el ecotono bosque estepa hubo un

aumento en la cobertura arbustiva a expensas de gramíneas, bajo fuertes presiones de pastoreo (ovinos) (de Porras et al., 2012).

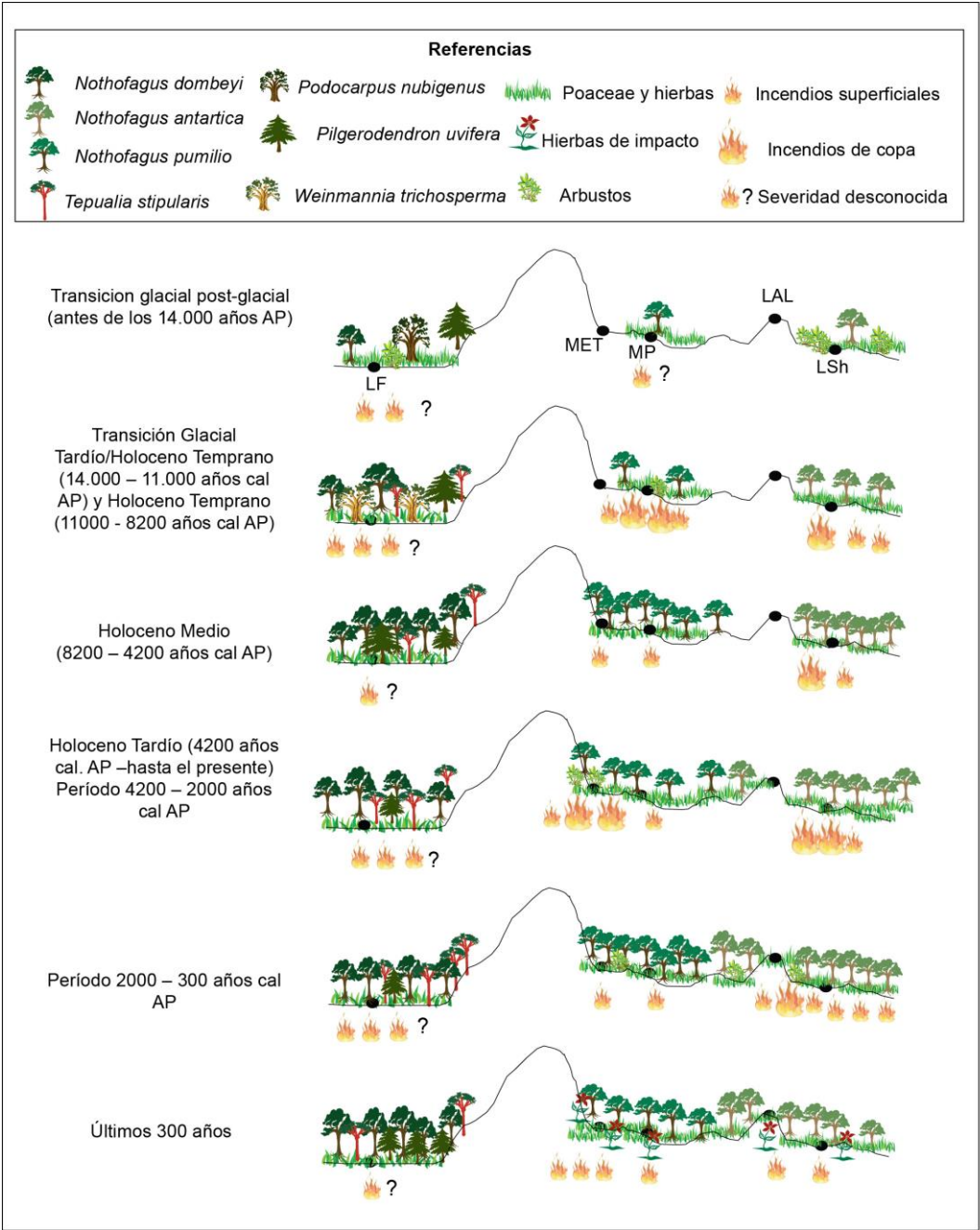


Figura 4.20. Reconstrucción esquemática de la vegetación a lo largo de un gradiente bioclimático Oeste-Este a partir de los datos presentados en esta Tesis (Mallín El Toqui: MET, Laguna Alta: LAL) y los registros publicados de sitios cercanos (Laguna Fácil: LF, Mallín Pollux: MP, Lago Shaman: LSh). La cantidad de llamas indican la frecuencia de incendios.

Capítulo 5 : Discusión regional

Interacciones entre la vegetación, los regímenes de incendio y el clima en la Patagonia Norte y Central a lo largo de dos gradientes bioclimáticos oeste -este durante el Holoceno Tardío

Los resultados obtenidos en ésta tesis doctoral han posibilitado comparar las interrelaciones entre la vegetación, los regímenes de incendio y el clima a lo largo de dos gradientes bioclimáticos en la Patagonia Norte y Central, durante el Holoceno Tardío. En este capítulo, éstos resultados serán analizados y contrastados con los de otros autores a lo largo de ambos gradientes para los últimos 4200 años cal AP, que según Walker et al. (2012) corresponden al Holoceno Tardío. Además, se discutirán los mecanismos ecológicos subyacentes que explican las diferentes relaciones fuego-vegetación-clima a lo largo de ambos gradientes y con los resultados obtenidos por Holz et al. (2012), a lo largo de un gradiente latitudinal de humedad entre los 25 y 56°S.

A lo largo del gradiente este-oeste, los diferentes regímenes de incendios están relacionados con distintas condiciones climáticas y la heterogeneidad en la distribución de los tipos de vegetación (Kitzberger y Veblen, 2003; Veblen et al., 1999). Durante la Transición Glacial-Post-Glacial los incendios estuvieron vinculados a variaciones en la humedad efectiva derivadas de cambios en el ciclo estacional de la insolación, la composición atmosférica y las interacciones tierra-océano (Whitlock y Bartlein, 2003).

En el Holoceno Temprano y Medio los cambios en la actividad de los incendios se relacionaron principalmente con alteraciones en la circulación atmosférica y oceánica, como la influencia de los Vientos del Oeste que aportan humedad, afectando los patrones regionales de vegetación y las condiciones del combustible. No obstante, en el Holoceno Tardío (4200 años cal AP al presente), las oscilaciones centenales-decadales de los Vientos del Oeste, como los eventos de ENOS y SAM, adquirieron una importancia singular en la relación entre vegetación e incendios, marcando una fase en la que estos eventos climáticos se establecieron y cobraron mayor relevancia (Moreno et al., 2018; Moy et al., 2002).

En la tabla 5.1 se detallan los sitios Lago Condorito, El Laguito del Morro, Laguna Huala Hué, Laguna El Trébol, Mallín Aguado, Laguna Fácil, Mallín El Toqui, Mallín Pollux, Laguna Alta y Lago Shaman, su ubicación y el tipo de vegetación característica, que se usaron para el análisis y la relación entre el régimen de incendios y la vegetación, en en los dos gradientes bioclimáticos.

	Código de vegetación	Sitio polínico	Coordenadas	Tipo de vegetación
Patagonia Norte	1	Lago Condorito	41°45'0"S; 73°7'12"O	Bosque lluvioso valdiviano
	2	El Laguito del Morro	41°32'24.4"S; 71°47'50.0"O	Bosque per-húmedo de <i>Nothofagus dombeyi</i> .
	3	Laguna Huala Hué	41°31'0"S; 71°30'59.9"O	Bosque mixto de <i>Nothofagus dombeyi</i> - <i>Austrocedrus chilensis</i>
	3	Laguna El Trébol	41°4'0"S; 71°28'59.9"O	Bosque mixto de <i>Nothofagus dombeyi</i> - <i>Austrocedrus chilensis</i>
	3	Mallín Aguado	41°0'0"S; 71°28'60"O	Bosque mixto de <i>Nothofagus dombeyi</i> - <i>Austrocedrus Chilensis</i>
Patagonia Central	4	Laguna Fácil	44°19'30"S; 74°16'60"O	Bosque resinoso de <i>Pilgerodendron</i> - <i>Nothofagus</i>
	5	Mallín El Toqui	45°1'5.27"S; 71°57'37.74"O	Bosque desiduo de <i>Nothofagus pumilio</i>
	5	Mallín Pollux	45°40'60"S; 71°49'59.9"	Bosque deciduo de <i>Nothofagus pumilio</i>
	6	Laguna Alta	45°0'35.37"S; 71°32'13.78"O	Ecotono bosque de <i>Nothofagus antartica</i> - estepa gramínea
	6	Lago Shaman	44°25'60"S; 71°10' 59.9"O	Ecotono bosque de <i>Nothofagus antartica</i> - estepa gramínea

Tabla 5.1. Registros fósiles de polen y carbón ubicados de Oeste a Este correspondientes a mallines, turberas y lagos; y el tipo de vegetación actual de cada sitio.

5.1 Factores que influyen en los regímenes de incendios a lo largo de los gradientes bioclimáticos estudiados

El régimen de incendios en un ecosistema dado se define por la interacción entre fuentes externas de ignición (tormentas eléctricas, actividades humanas) y las características del ecosistema, como la cantidad, calidad y distribución de combustibles que afectan la extensión e intensidad del fuego. El balance hídrico regula la productividad vegetal y, por ende, la cantidad y disposición espacial de los combustibles. Por lo tanto, se espera que los factores desencadenantes y predisponentes de los incendios varíen significativamente a lo largo de los gradientes ambientales (Sección 1.1) (Veblen et al., 1992).

5.2 Diferencias en los regímenes de incendios según el tipo de vegetación y el combustible

En Patagonia Norte (tipos de vegetación 2 y 3, Tabla 5.1), los incendios son favorecidos por inviernos secos y primavera-veranos con altas temperaturas (Andrés Holz et al., 2012). Por otro lado, en la Patagonia Central, los incendios serían promovidos por primaveras y veranos secos (tipo de vegetación 4 y 5, Tabla 5.1).

En todos los tipos de vegetación de la tabla 5.1 la continuidad horizontal del combustible no es limitante para la propagación de incendios, sin embargo, el leño de los combustibles gruesos de este tipo de vegetación requiere de períodos prolongados de desecación. (Holz et al., 2012). Por ejemplo, los sitios ubicados en áreas de bosques deciduos de *Nothofagus* (Tipo de vegetación 5, Tabla 5.1) requieren la ocurrencia de fenómenos de extrema aridez que favorezcan la apertura del canopy y la colonización del sotobosque por hierbas y arbustos heliófilos que promuevan la continuidad vertical del combustible. Los bosques lluvioso Valdiviano y bosques resinosos (tipos de vegetación 1 y 4, Tabla 5.1) ubicados al oeste del gradiente, son ecosistemas con alta biomasa de combustibles gruesos y finos, controlados principalmente por condiciones climáticas extremadamente secas que desecan los combustibles y favorecen la ignición (Holz et al., 2012). Contrariamente, en los tipos de vegetación esteparia, dominante en el extremo este del gradiente, el factor limitante es la discontinuidad horizontal del combustible (Kitzberger et al., 1997). En la estepa graminosa los períodos de mayor disponibilidad hídrica incrementan la biomasa vegetal favoreciendo la disponibilidad continua de combustible y, por lo tanto, la propagación de incendios.

5.3 Los gradientes bioclimáticos Oeste-Este durante el Holoceno Tardío (4200 - 2000 años cal AP).

Entre los ca. 4200 y 2000 años cal AP, en Patagonia Norte, al oeste de la cordillera de los Andes el establecimiento del bosque lluvioso nordpatagónico, indicaría la presencia de un ambiente húmedo y con vegetación cerrada (Moreno, 2004). Contrariamente, en el este de los Andes, la presencia de bosques mixtos de *Nothofagus-Austrocedrus chilensis*, sugieren una tendencia hacia bosques más abiertos (Sección 3.8.3) (Iglesias et al., 2012; Iglesias y Whitlock, 2014; Markgraf y Bianchi, 1999; Whitlock et al., 2006; y Esta Tesis). En el oeste, la actividad de incendios fue escasa, a diferencia del este donde se observó un notable aumento en la

frecuencia de incendios a lo largo del gradiente (Figura 5.1) (Iglesias et al., 2012; Iglesias y Whitlock, 2014; Markgraf y Bianchi, 1999; Moreno, 2004; Whitlock et al., 2006; esta tesis, sección 3.8.3). Los combustibles leñosos del bosque lluvioso que se encuentran en el oeste requieren de periodos largos de sequías para llegar a quemarse y los incendios están controlados por la humedad del combustible. Por otra parte, los combustibles finos generados en ambientes de estepa se desecan rápidamente y son lo bastante secos como para soportar fuegos aún durante años húmedos, pero de menor severidad y magnitud.

En Patagonia Central, en el oeste, se mantuvieron las características del bosque húmedo Nordpatagónico desde el Holoceno Medio (Capítulo 4). En cambio, en el lado este de la cordillera, hubo una reducción en la cobertura de bosque en los sectores más occidentales del gradiente, y una retracción del ecotono bosque-estepa en el lado más oriental del gradiente (Sección 4.8.3). Este cambio coincidió con un aumento en la frecuencia de incendios de copa en los bosques deciduos (Mallín El Toqui y Mallín Pollux), excepto en de M. Pollux (Figura 5.1) y un aumento de la frecuencia de incendios superficiales en las zonas cercanas a la estepa (de Porras et al., 2014, 2012; Haberle y Bennett, 2004; Markgraf et al., 2007; Esta Tesis, Capítulo 4).

El patrón de vegetación y de incendios a lo largo del gradiente de humedad en Patagonia Norte son consistentes con la variabilidad del régimen de incendios en el gradiente de humedad latitudinal estudiado por Holz et al. (2012). A lo largo del extenso gradiente latitudinal, se registró una baja actividad de incendios o incendios superficiales hacia el extremo más seco (Lago Trébol y Mallín Aguado) debido a la escasa biomasa combustible. Por otro lado, en el extremo húmedo (Lago Condorito), la baja frecuencia de incendios se debió a las condiciones climáticas predominantes, caracterizadas por una elevada humedad ambiental y precipitaciones constantes, que limitan la sequedad de los combustibles. Sin embargo, ocasionalmente se registraron incendios asociados a eventos climáticos poco frecuentes, como periodos de temperaturas más cálidas o sequías, que favorecieron temporalmente la disponibilidad de combustible seco (Markgraf y Bianchi, 1999; Moreno, 2004; Whitlock et al., 2006; Esta Tesis, capítulo 3). La mayor actividad de incendios o los incendios más severos se detectaron en los sitios intermedios (El Laguito del Morro, Laguna Huala Hue; Figura 5.1). Esto se debería a que la humedad de los combustibles disminuye durante los veranos secos, lo que aumenta la susceptibilidad de la vegetación a los incendios (Bianchi et al., 2023; Iglesias et al., 2012b; esta Tesis Capítulo 3).

Contrariamente, en Patagonia Central, el patrón de distribución de la vegetación y de los incendios a lo largo del gradiente parecería haber sido más homogéneo durante este período. El aumento generalizado de los incendios a lo largo de todo el gradiente

de Patagonia Central probablemente esté relacionado con los cambios en la vegetación, un aumento en la variabilidad climática interanual e interdecadal y el impacto antrópico (cazadores-recolectores) como principal fuente de ignición. Estos patrones sugieren el establecimiento de las condiciones climáticas modernas, probablemente asociadas con fluctuaciones interanuales o interdecadales de la humedad, dado que la mayor ocurrencia de episodios de incendios superficiales está condicionada por fluctuaciones de humedad de corto plazo que favorecen la mayor disponibilidad de combustible y las condiciones óptimas para su quema (Holz y Veblen, 2012).

Patagonia Norte y Central. Principales forzantes de los regímenes de incendios durante este período

Los patrones en el régimen de incendios y cambios en la vegetación posiblemente también estén asociados a un aumento en la variabilidad climática interanual (Garreaud et al., 2009; Holz et al., 2017; Holz y Veblen, 2011b). En la Patagonia Norte, se han relacionado a los incendios con la fase negativa o fría de ENOS (es decir, los años Niña). Durante los eventos Niña se produce una intensificación y un desplazamiento hacia el sur del Anticiclón Permanente del Pacífico sur (Aceituno, 1988) (Figura 5.3). A su vez también, se ha relacionado a la actividad incendios con anomalías positivas del SAM, (Holz y Veblen, 2012, 2011b; Mundo et al., 2013). Durante la fase positiva del SAM, se produce una intensificación (Garreaud et al., 2009) y migración hacia el sur de los Vientos del Oeste disminuyendo la precipitación al norte de los 48° S y favoreciendo la ocurrencia de incendios entre 39° y 48°S (Holz y Veblen, 2011; Mundo et al., 2013; Veblen et al., 1999b; Villalba et al., 2012).

En contraste, en la Patagonia Central, estudios dendrocronológicos realizados en bosques de *Nothofagus pumilio* indicaron que los incendios no parecen estar relacionados con el ENOS, sino que el principal impulsor de las condiciones climáticas que modulan la humedad del combustible y/o la acumulación de combustible fino es el SAM, particularmente su fase positiva. Durante esta fase, la intensificación de los Vientos del Oeste reduce las precipitaciones y aumenta la aridez, creando condiciones favorables para la ignición y propagación del fuego (Mundo et al., 2017).

Estos resultados son consistentes con las reconstrucciones regionales de la dinámica de los incendios propuesta por Moreno et al. (2010) y Whitlock et al. (2007), en las que se observó un aumento espacialmente heterogéneo de la actividad de los incendios al sur de los 30°S.

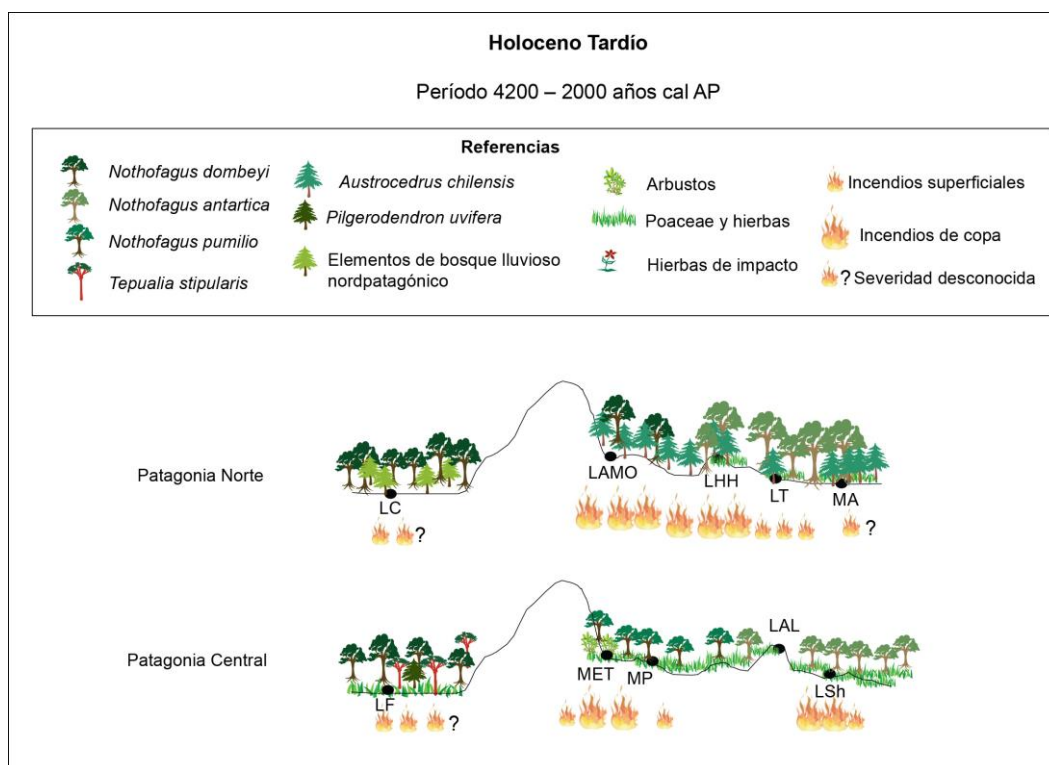


Figura 5.1. Comparación de dos gradientes bioclimáticos entre la Patagonia Norte y Central para el período entre los 4200 y 2000 años cal AP, a partir de la reconstrucción de la vegetación y el régimen de incendios de los registros presentados en ésta tesis (El Laguito del Morro: LAMO, Mallín El Toqui: MET, Laguna Alta: LAL) y registros publicados de sitios cercanos (LC: Lago Condorito, Laguna Huala Hué: LHH, Laguna El Trébol: LT, Mallín Aguado: MA, Laguna Fácil: LF, Mallín Pollux: MP, Lago Shaman: LSh).

5.4 Los gradientes bioclimáticos Oeste-Este durante el Holoceno Tardío (2000 - 300 años cal AP)

Durante este período, en Patagonia Norte, el bosque lluvioso Nordpatagónico ubicado en el oeste de la Cordillera fue reemplazado por bosques de *Weinmannia trichosperma* (Figura 5.2) (Moreno, 2004). En la vertiente oriental, algunos bosques de *Nothofagus* y *Austrocedrus* que se encontraban en la zona andina fueron reemplazados por matorral (El Laguito del Morro, Figura 5.2). En las zonas ecotonaes (Laguna Huala Hué y Laguna El Trébol), se estableció un bosque mixto de *Nothofagus dombeyi*-*Austrocedrus chilensis* (Figura 5.2) (Iglesias et al., 2012a; Whitlock et al., 2006). El aumento generalizado en el régimen de fuego se caracterizó por un incremento significativo en los incendios superficiales. Este fenómeno parece estar vinculado al desarrollo de un mosaico compuesto por parches de bosque abierto y comunidades arbustivas, lo cual crea condiciones propicias para la propagación del fuego (Figura 3.13 y Figura 5.2) (Bianchi et al., 2023; ésta tesis, capítulo 3).

En Patagonia Central, durante este período en el Archipiélago de Chonos (Laguna Fácil, Haberle y Bennett, 2004), *Nothofagus* sigue siendo el taxón dominante y los cambios en la composición del bosque no fueron significativos (Capítulo 4). Hacia el este del gradiente, los sitios que se encuentran en el lado oriental y más cercanos a la cordillera, presentaron una cobertura de bosque mayor que en las zonas en contacto con la estepa (Figura 5.2) (de Porras et al., 2014; Markgraf et al., 2007; Esta Tesis capítulo 4). En el oeste del gradiente, la actividad de incendios se mantuvo con fluctuaciones. Hacia el este, los sectores con comunidades de bosque deciduo presentaron baja actividad de incendios (Figura 5.2 y Figura 5.6). Por el contrario, hacia el extremo ubicado en el ecotono bosque estepa, se registró alta frecuencia de incendios durante este período (Figura 5.2) (de Porras et al., 2012; Esta Tesis, Capítulo 4). Estos patrones a lo largo del gradiente sugieren valores altos de disponibilidad hídrica en comunidades del oeste y del este cercanas a la cordillera.

La recuperación del bosque deciduo de la Patagonia Central (Figura 5.2), evidenciada en los registros de Mallín El Toqui y Mallín Pollux, sugiere un cambio hacia condiciones ligeramente más húmedas que las anteriores y similares a las actuales. Este cambio parece estar acompañado por una mayor variabilidad climática interanual o decenal, como lo indica la ocurrencia de incendios superficiales. Estos incendios, en lugar de ser evidencia de humedad regional sostenida, reflejan una variabilidad en la disponibilidad de humedad a pequeña escala, probablemente vinculada a fluctuaciones en las precipitaciones locales y a períodos cortos de sequedad (Markgraf et al., 2007; esta tesis).

Estas diferencias en los patrones de configuración de la vegetación y el régimen de incendios entre ambos gradientes sugieren condiciones más húmedas en Patagonia Central que en Patagonia Norte. Las diferencias observadas en el régimen de incendios entre ambos gradientes posiblemente estén vinculadas a la variabilidad del ENOS y el SAM (Figura 5.3). Como se discutió en la sección anterior, en Patagonia Norte, los incendios están influenciados por la fase negativa de ENOS y la fase positiva del SAM, que generan condiciones más secas al reducir las precipitaciones. En cambio, en Patagonia Central, donde el ENOS tiene menor impacto, el SAM emerge como el principal impulsor del régimen de incendios, modulando la humedad y la acumulación de combustible fino bajo un contexto climático relativamente más húmedo.

En Patagonia Sur, los mismos forzantes que en Patagonia Central habrían actuado de manera similar sobre las precipitaciones. El trabajo realizado por Sottile et al., (2015), que compara índices de paleobalance hídrico contruídos a partir de datos polínicos fósiles y el espectro actual en varios de Patagonia, determinó que entre los

ca. 2000 y los 750 años cal AP, los Vientos del Oeste habrían sido más intensos, y habrían provocado un aumento en la precipitación en el sector de la cordillera de los Andes al sur de los 44°S. Luego, se habrían debilitado hasta los 200 años cal AP (Sottile et al., 2015). Una tendencia similar se observó en registros del Sur de Patagonia como en Cerro Frías, Perito Moreno, Península Avellaneda Alto y Bajo y Vega Ñandú (Mancini, 2009; Mercer et al., 1983; Sottile et al., 2020; Villa-Martínez y Moreno, 2007), en los que se registró una mayor señal de bosque entre los ca. 2500 años cal AP hasta los ca 600 años cal AP. Estos resultados coincidieron con los obtenidos en esta Tesis para Patagonia Central (Mallín El Toqui y Laguna Alta) y los observados en los sitios ubicados en comunidades de bosque deciduo (de Porras et al., 2014; Markgraf et al., 2007; Moreno et al., 2019; Villa-Martínez y Moreno, 2021).

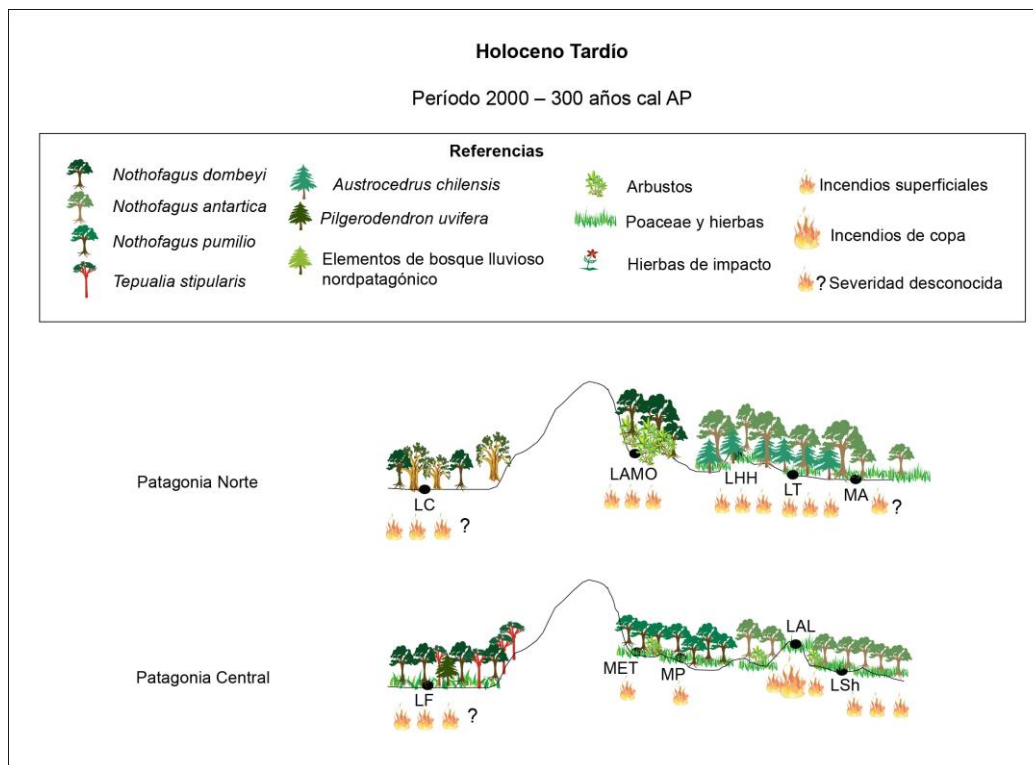


Figura 5.2. Comparación de dos gradientes bioclimáticos entre la Patagonia Norte y Central para el período entre los 2000 y 300 años cal AP, a partir de la reconstrucción de la vegetación y el régimen de incendios de los registros presentados en ésta tesis (El Laguito del Morro: LAMO, Mallín El Toqui: MET, Laguna Alta: LAL) y registros publicados de sitios cercanos (LC: Lago Condorito, Laguna Huala Hué: LHH, Lago El Trébol: LT, Mallín Aguado: MA, Laguna Fácil: LF, Mallín Pollux: MP, Lago Shaman: LSh)

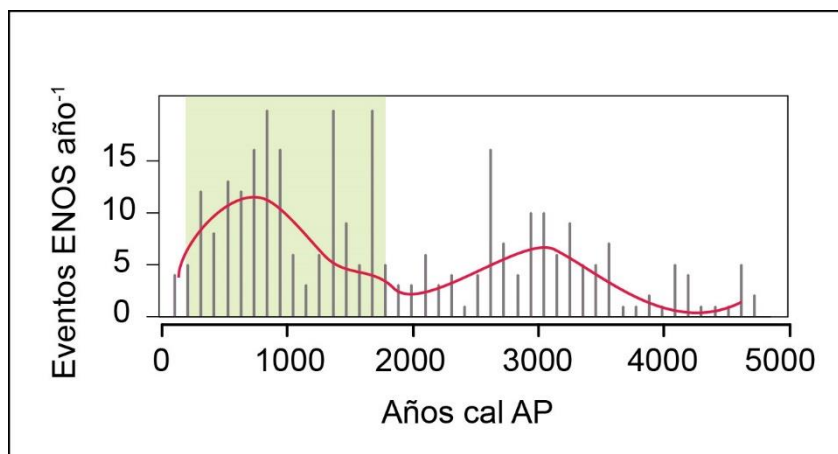


Figura 5.3. Frecuencia de los eventos del ENOS. Modificado a partir de Moy et al., 2002. El recuadro indica el período de mayor variabilidad climática del Holoceno Tardío.

5.5 Los gradientes bioclimáticos Oeste-Este durante el Holoceno Tardío (últimos 300 años)

En Patagonia Norte los registros paleoambientales mostraron un declive en el polen de *Nothofagus*, acompañado por la aparición y aumento de taxones introducidos a lo largo de todo el gradiente (Sección 3.8.3) (Figura 3.17 y Figura 5.4). Este patrón resulta en la apertura del dosel y un aumento de los incendios superficiales a lo largo de todo el gradiente (Figura 5.4, Figura 5.5 y Figura 5.6) (Bianchi et al., 2023; Bianchi y Ariztegui, 2011; Iglesias et al., 2012b, 2012a; Markgraf y Bianchi, 1999; Whitlock et al., 2006; Esta Tesis, capítulo 3).

Además, en Patagonia Central, en la península de Taitao y Archipiélago de Chonos, se estableció un paisaje más abierto, sin evidencias de la introducción de especies exóticas (Capítulo 4) (Haberle y Bennett, 2004; J. Szeicz et al., 2003). En cambio, hacia el este de la Cordillera, a lo largo de todo el gradiente, se produjo la retracción de bosques de *Nothofagus* como consecuencia de la introducción de taxones exóticos europeos como *Rumex acetosella* y *Taraxacum officinale*. La introducción de exóticas se vio acompañada por una alta actividad de incendios, principalmente superficiales (Capítulo 4).

Otros estudios realizados en bosques deciduos de la Patagonia Central (Mallín El Embudo, Lago Churrascho, Lago Mellizas) también han mostrado un importante descenso de *Nothofagus* a expensas del aumento de Poaceae y taxones introducidos, acompañados con valores de CVS que indican un aumento significativo de los incendios superficiales (Figura 5.4 y Figura 5.6) (de Porras et al., 2014; Moreno et al., 2019; Villa-Martínez y Moreno, 2021; Esta Tesis, capítulo 4).

Si bien el incremento en la variabilidad climática habría sido el principal impulsor del cambio de vegetación durante el Holoceno Tardío, las interacciones entre las variaciones en la humedad disponible, el régimen de perturbación y la biología de las especies habrían sido cruciales para dar forma al mosaico de vegetación.

Sin duda, los cambios en la estacionalidad y la variabilidad climática interanual/interdecadal juegan un papel importante en la conducción de los regímenes de incendios al este y al oeste de los Andes en toda la Patagonia (Whitlock et al., 2006). En esta tesis, los resultados obtenidos proporcionan sustento a esta inferencia, mostrando cómo la variabilidad climática influye en los patrones de incendios en las diferentes regiones de la Patagonia.

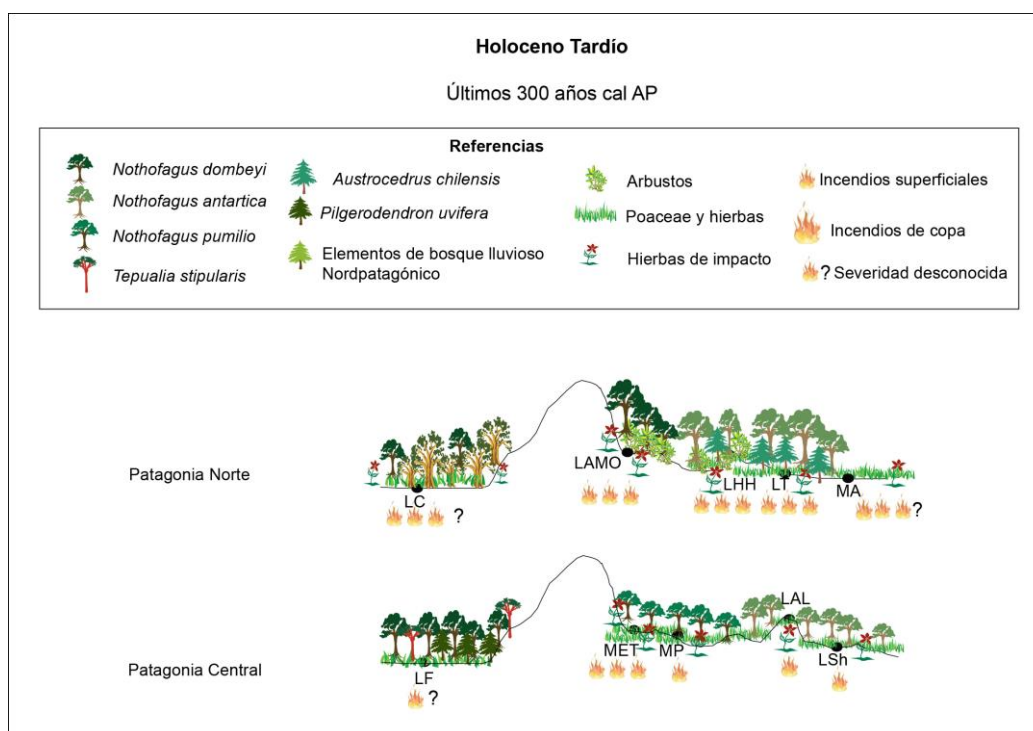


Figura 5.4. Comparación de dos gradientes bioclimáticos entre la Patagonia Norte y Central para los últimos 300 años, a partir de la reconstrucción de la vegetación y el régimen de incendios de los registros presentados en ésta tesis (El Laguito del Morro: LAMO, Mallín El Toqui: MET, Laguna Alta: LAL) y registros publicados de sitios cercanos (LC: Lago Condorito, Laguna Huala Hué: LHH, Lago El Trébol: LT, Mallín Aguado: MA, Laguna Fácil: LF, Mallín Pollux: MP, Lago Shaman: LSh)

5.6 Actividad antrópica y su relación con los incendios

Los últimos 300 años cal AP y particularmente los últimos 100, se caracterizaron por un incremento de las poblaciones humanas en toda la Patagonia, lo que ha

intensificado la actividad de los incendios y producido cambios en la vegetación (Huber y Markgraf, 2003; Iglesias y Whitlock, 2014; Reyes et al., 2009; J. Szeicz et al., 2003). En este último período, los registros de polen y carbón de Patagonia Norte y Central reflejaron el impacto antrópico como una disminución de los taxones arbóreos en ambientes forestales asociados con picos de carbón, lo que en algunos casos resulta en paisajes irregulares debido a la tala de bosques mediante la quema (Abarzúa y Moreno, 2008; Huber y Markgraf, 2003; Iglesias y Whitlock, 2014; y Esta Tesis). En Patagonia Norte, se registró la aparición de taxones no autóctonos en todos los sitios del gradiente estudiado y en otros sitios como por ejemplo L. Mosquito (Iglesias et al., 2012b). Estas especies, identificadas como *Rumex sp.* (tipo *R. acetosella*), *Pinus spp.* y *Rosa rubiginosa*, crecen actualmente en el lugar y sugieren que la agricultura, la silvicultura y el pastoreo intensivo tuvieron efectos en esta región.

En Patagonia Central, existen numerosos informes sobre la quema generalizada de bosques por parte de europeos en Taitao y Archipiélago de Chonos durante los siglos XIX y XX, principalmente con el fin de extraer *Pilgerodendron* para el comercio de madera (Donoso y Lara, 1996; Innes, 1992; Silva, 1993; Veblen y Alaback, 1996). Estas observaciones sugieren que las extensas zonas de bosque abierto de *Pilgerodendron uviferum* - *Tepualia stipularis*, con abundancia de tallos muertos de *Pilgerodendron*, son el resultado de una perturbación antrópica relativamente reciente (Innes, 1992). En la vertiente oriental de la Cordillera, al igual que en Patagonia Norte, se registraron especies introducidas (por ejemplo, *Rumex*, Asteraceae) en el espectro polínico de todos los sitios con comunidades de bosque deciduo, lo que sugiere que la reducción del bosque y el incremento los incendios (principalmente superficiales) fueron causas y efectos de una rápida y marcada transformación del paisaje, resultado del establecimiento de pobladores rurales en esta área (de Porras et al., 2014; Markgraf et al., 2007; Méndez et al., 2016; Villa-Martínez et al., 2012; Esta Tesis). En cambio, en los sitios orientales ubicados en el ecotono, la tala de bosques y el pastoreo de ovejas dieron lugar a la aparición de arbustos, interrumpiendo la continuidad del combustible. Este cambio en la estructura de la vegetación habría contribuido a reducir la frecuencia y/o intensidad de los incendios (de Porras et al., 2012).

El asentamiento europeo en Patagonia Norte y Central s comenzó hace aproximadamente 200 años, a fines del siglo XIX (Kitzberger y Veblen, 1997; Martinic, 2005). Desde entonces, se han alterado los regímenes de incendios y aumentado la probabilidad de ignición, tanto por quemas accidentales como intencionales. Además, la tala de los bosques de *Nothofagus* para ampliar las áreas de pastoreo, han

transformado estas zonas en comunidades agrícolas, forestales y agro-pastoriles (Iglesias et al., 2012b; Iglesias y Whitlock, 2014; Méndez et al., 2016; Moreno, 2020).

Estos patrones observados a lo largo del gradiente en toda la Patagonia sugieren que, durante los últimos 100 años, la sustitución del bosque se vio acelerada producto de los incendios intencionales para la producción de pasturas (Mermoz et al., 2005; Veblen et al., 2011).

Durante el siglo XX, el aumento en la frecuencia de incendios y las fuentes de ignición estarían vinculados a la intervención humana, en conjunción con la variabilidad climática.

El establecimiento de poblaciones rurales en el área tuvo como consecuencia una rápida y marcada transformación, lo cual permitió el desarrollo del actual paisaje.

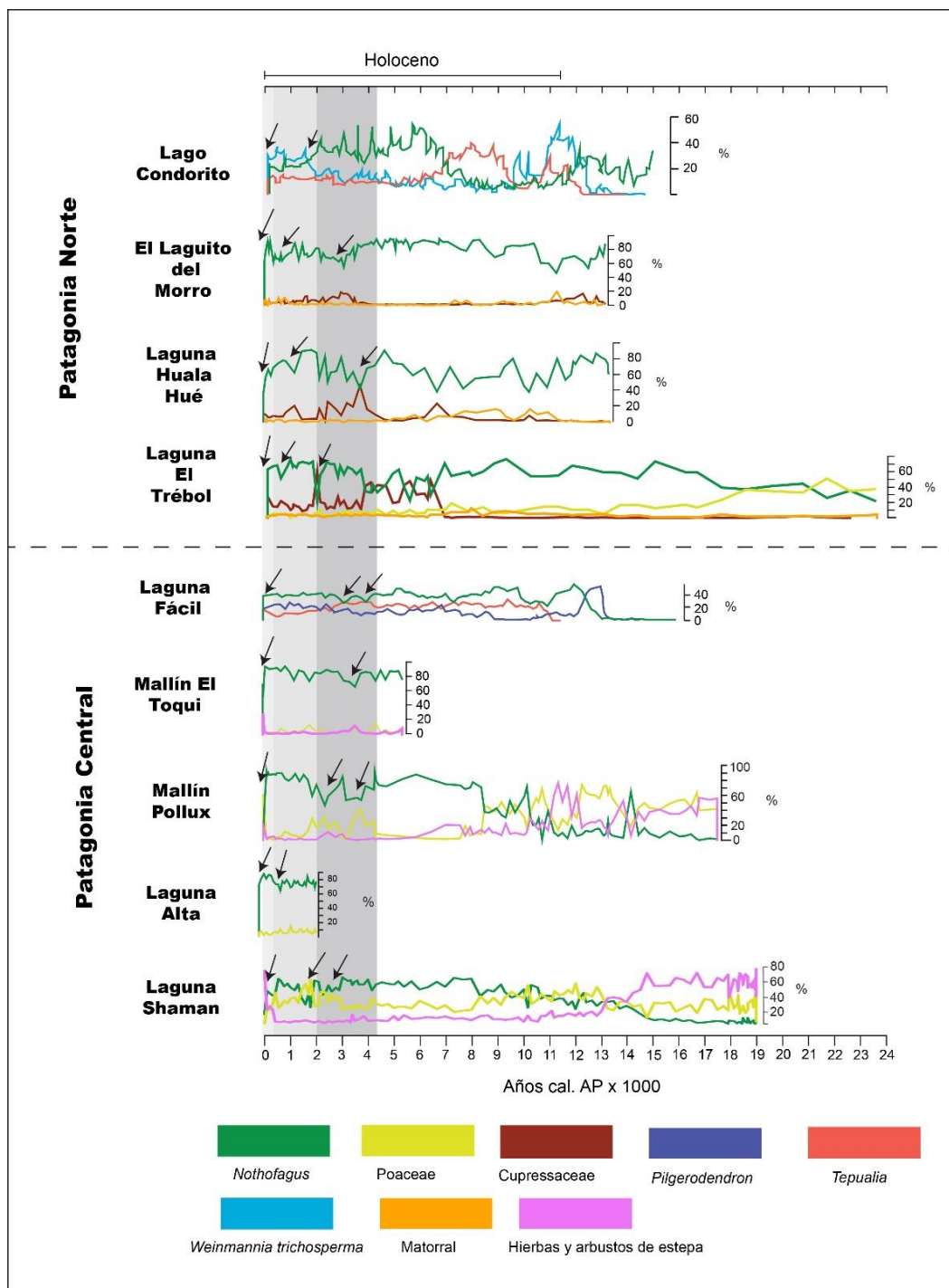


Figura 5.5. Secuencias polínicas seleccionadas de Patagonia Norte y Central ordenadas de oeste a este. Se indican las principales variables polínicas (%) de cada sitio elegido. Las flechas indican la inferencia de un descenso en los valores de *Nothofagus*, a costa de un aumento de los taxones de estepa y matorral. Las franjas grises representan los períodos estudiados en esta Tesis.

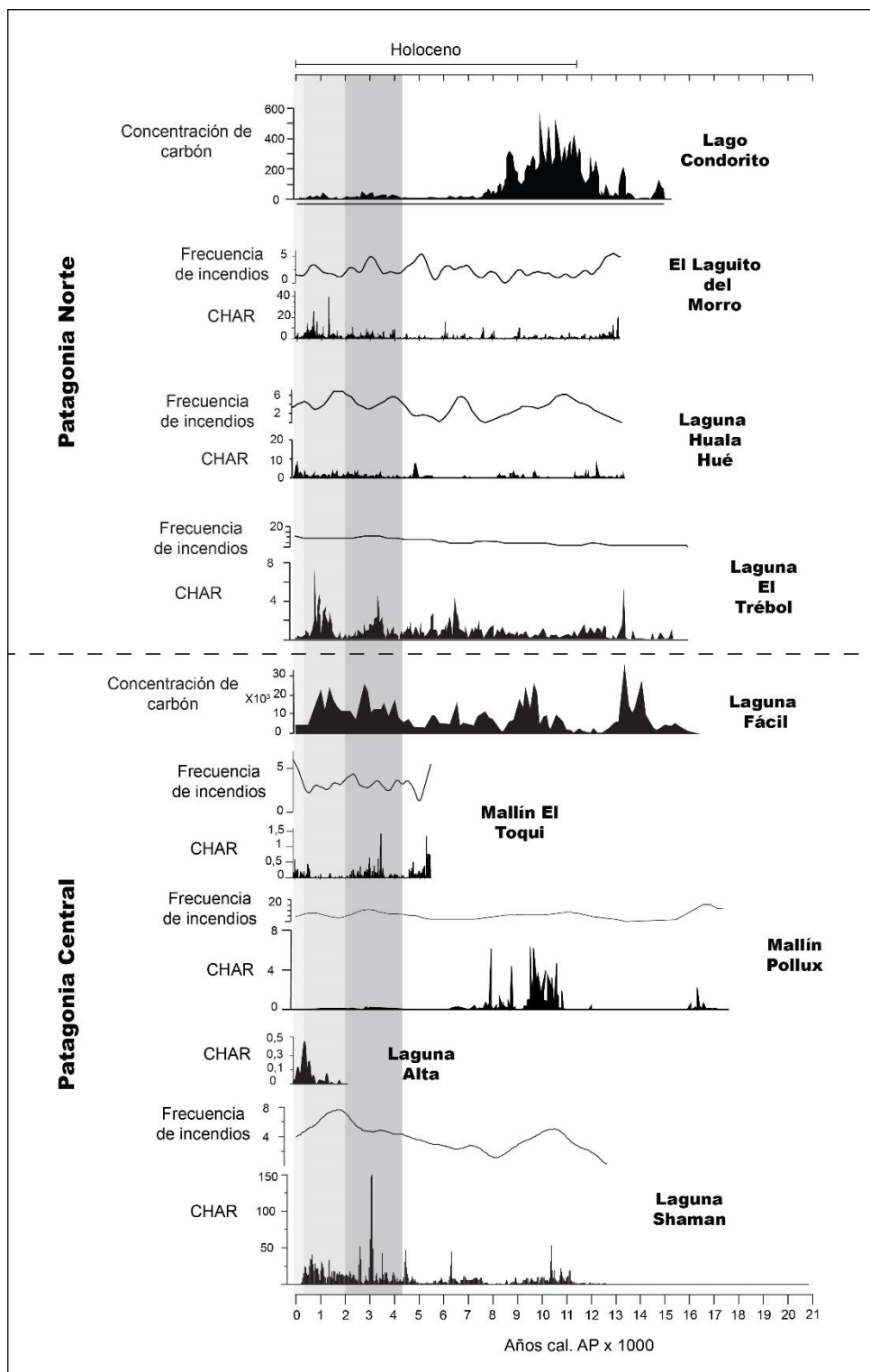


Figura 5.6. Integración de los registros de carbón de las secuencias polínicas de los sitios elegidos, de Patagonia Norte y Central ordenadas de oeste a este.

Capítulo 6 : Consideraciones finales

En esta Tesis se estudió la dinámica de la vegetación y de los incendios a lo largo de dos gradientes bioclimáticos oeste-este desde el Océano Pacífico a la Meseta Patagónica en Patagonia Norte (41-43° S) y Patagonia Central (43-46°S), durante el Holoceno Medio-Tardío.

La integración de análisis polínicos y carbón vegetal sedimentario en las secuencias sedimentarias estudiadas ha posibilitado llevar a cabo una reconstrucción tanto local como regional de los cambios en la vegetación y el régimen de incendios para los últimos ca 5000 años cal AP. Este enfoque no solo ha permitido explorar la variabilidad ambiental y paleoclimática, sino que también ha generado nuevos interrogantes que desafían a mejorar nuestra comprensión de la dinámica clima-vegetación-incendios en los ecosistemas actuales de Patagonia Norte y Central.

En esta Tesis se puso en evidencia que el análisis del polen y carbón vegetal sedimentario utilizando muestreos contiguos de alta resolución son métodos valiosos para el estudio de la ecología de incendios a largo plazo. Los análisis de correlación cruzada realizados en el Laguito del Morro y Mallín El Toqui permitieron evaluar la sincronía entre la serie temporal CHAR y los diferentes taxones o conjunto de taxones agrupados en diferentes tipos ecológicos (Colombaroli et al., 2018; Rey et al., 2019; Tinner et al., 1999).

La comparación entre el registro de carbón vegetal sedimentario y los cambios en el registro polínico permitieron inferir que las variaciones en el régimen de incendios estarían estrechamente relacionadas con las fluctuaciones en la vegetación, que se refleja en la tasa de acumulación de carbón (CHAR), que varía según los tipos de vegetación presentes en cada cuenca.

Los análisis de correlación cruzada realizados en El Laguito del Morro permitieron contrastar los resultados entre la concentración de carbón vegetal (CHAR) y la frecuencia de incendios en matorrales. Estos resultados se compararon con el estudio realizado por Paritsis et al. (2015) y demostraron la validez del modelo conceptual propuesto que se propone para los bosques de *N. pumilio*.

El análisis de correlación de Pearson realizado en Laguna Alta sugiere que los incendios podrían haber impactado significativamente en las hierbas, arbustos y Poaceae, que fueron los principales combustibles durante los últimos 200 años. En contraste, *Nothofagus* no se habría visto afectado por los incendios.

La comparación de secuencias de polen y carbón a lo largo de dos gradientes bioclimáticos en Patagonia Norte y Centro, permitieron indentificar diferentes patrones de configuración de cambios en la vegetación y cambios en el régimen de incendios durante el Holoceno Tardío. El aumento en la variabilidad climática, relacionada con el establecimiento de ENOS y el SAM, habrían sido el principal impulsor de cambios en la estructura de la vegetación y el régimen de incendios, en ambos gradientes de Patagonia Norte y Central, entre los 4200 y 2000 años cal AP.

En esta Tesis se discutieron los mecanismos ecológicos subyacentes que explicarían las diferentes relaciones entre el fuego y el clima a lo largo de dos gradientes longitudinales (oeste-este). Además, se compararon los resultados obtenidos en este estudio con los de Holz et al., (2012). El patrón de vegetación y de los incendios a lo largo del gradiente de humedad en Patagonia Norte, son consistentes con la variabilidad del régimen de incendios en el gradiente de humedad latitudinal estudiado por Holz et al., (2012).

A partir de la comparación de los registros de polen y carbón de mallines y lagos y las reconstrucciones polínicas de secuencias arqueológicas, se interpretaron de manera complementaria los cambios en la vegetación y el régimen de incendios en la cuenca del Río Manso Inferior y en la región de Aysén durante el Holoceno Tardío.

En los últimos 300 años, los registros de polen y carbón mostraron cambios en el régimen de incendios, así como también se detectaron cambios en la cobertura y la composición de la vegetación, en un período en el que aumentó la población humana en Patagonia Norte y Central. Tanto la actividad antrópica como el clima habrían sido factores determinantes en la dinámica de los incendios durante los últimos siglos.

El análisis de partículas de carbón vegetal sedimentario proporciona una perspectiva temporal crucial para poder entender cómo los incendios han modelado los paisajes naturales y cómo podrían influir en ellos en el futuro.

Los resultados de esta Tesis demuestran el gran potencial del análisis de carbón vegetal sedimentario para la reconstrucción de la historia de los regímenes de incendios, como parte de estudios interdisciplinarios de mayor envergadura, que permitan realizar interpretaciones paleoecológicas más sólidas sobre los cambios a largo plazo

Bibliografía

- Abarzúa, A.M., Moreno, P.I., 2008. Changing fire regimes in the temperate rainforest region of southern Chile over the last 16,000 yr. *Quat. Res.* 69, 62–71.
<https://doi.org/10.1016/j.yqres.2007.09.004>
- Abatzoglou, J.T., Williams, A.P., Barbero, R., 2019. Global emergence of anthropogenic climate change in fire weather indices. *Geophys. Res. Lett.* 46, 326–336.
- Aceituno, P., 1988. On the Functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part I: Surface Climate. *Mon. Weather Rev.* 116, 505–524.
- Agee, J.K., 1996. Achieving Conservation Biology Objectives with Fire in the Pacific Northwest. *Weed Technol.* 10, 417–421.
- Ali, A., Higuera, P., Bergeron, Y., Carcaillet, C., 2009. Comparing fire-history interpretation based on area, number and estimated volume of macroscopic charcoal in lake sediments. *Quat. Res.* 72, 462–468.
<https://doi.org/10.1016/j.yqres.2009.07.002>
- Almeyda Arroyo, E., 1958. Recopilación de datos climáticos de Chile y mapas sinópticos respectivos. Ministerio de Agricultura.
- Álvarez-Barra, V., Giesecke, T., Fontana, S.L., 2022. Holocene changes in forest composition in northern Patagonia responded to climate with little impact of disturbance. *Quat. Sci. Rev.* 276. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107291>
- Archibald, S., Staver, A., Levin, S., 2011. Evolution of human-driven fire regimes in Africa. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 109, 847–852.
<https://doi.org/10.1073/pnas.1118648109>
- Armesto, J.J., Villagrán, C., Aravena, J.C., Pérez, C., Smith-Ramirez, C., Cortés, M., Lars, H., 1995. Conifer forests of the Chilean Coastal Range: history and ecology, en: *Ecology of the Southern Conifers*. pp. 156–170.
- Auer, V., 1958. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part II. The history of the flora and vegetation, *Suomalaine*. ed. Suomalainen tiedeakatemia.
- Barberena, R., Pompei, M.P., Otaola, C., Neme, G., Gil, A., Borrazzo, K., Durán, V., Huguin, R., 2010. Pleistocene-Holocene transition in northern Patagonia: Evidence from Huenul Cave (Neuquén, Argentina). *Curr. Res. Pleistocene* 27, 5–8.
- Barbour, M.G., 1999. *Terrestrial Plant Ecology*, Benjamin/Cummings series in the life sciences. Addison Wesley Longman.
- Bellelli, C., Mariana Carballido Calatayud, Fernández, P.M., 2013. *Ocupaciones*

- Tempranas del bosque Norpatagónico: El sitio población Anticurta (Valle del Río Manso Inferior, Río Negro). XVIII Congr. Nac. Arqueol. Argentina 3–6.
- Bellelli, C., Scheinsohn, V., Fernández, P.M., Pereyra, F.X., Podestá, M., Carballido Calatayud, M., 2000. Arqueología de la Comarca Andina del Paralelo 42°. Localidad de Cholila. Primeros resultados. Desde el País los Gigantes. *Perspect. Arqueol. en Patagon. II*, 587–602.
- Bellelli, C., Scheinsohn, V., Podestá, M., 2008. Arqueología De Pasos Cordilleranos: Un Caso De Estudio En Patagonia Norte Durante El Holoceno Tardío. *Boletín del Mus. Chil. Arte Precolomb.* 13, 37–55. <https://doi.org/10.4067/S0718-68942008000200003>
- Bennett, K.D., 2003. “Psimpol y “Pscomb”: C programs for analysing pollen data and plotting pollen diagrams.
- Bennett, K.D., Haberle, S.G., Lumley, S.H., 2000. The last glacial-holocene transition in southern Chile. *Science* (80-.). 290, 325–328. <https://doi.org/10.1126/science.290.5490.325>
- Bennett, K.D., Willis, K.J., 2001. 2. Pollen. *Track. Environ. Chang. Using Lake Sediments* 3, 5–32.
- Berna, F., Goldberg, P., Horwitz, L., Brink, J., Holt, S., Bamford, M., Chazan, M., 2012. Microstratigraphic evidence of in situ fire in the Acheulean strata of Wonderwerk Cave, Northern Cape province, South Africa. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 109, E1215-20. <https://doi.org/10.1073/pnas.1117620109>
- Bertiller, M.B., Elissalde, N.O., Rostagno, C.M., Defossé, G.E., 1995. Environmental patterns and plant distribution along a precipitation gradient in western Patagonia. *J. Arid Environ.* 29, 85–97. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0140-1963\(95\)80066-2](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0140-1963(95)80066-2)
- Bianchi, M.M., Ariztegui, D., 2011. Vegetation history of the Río Manso Superior catchment area, Northern Patagonia (Argentina), since the last deglaciation†. *Holocene* 22, 1283–1295. <https://doi.org/10.1177/0959683611405083>
- Bianchi, M.M., Giaché, Y., Irurzún, A., Gogorza, C., Fontana, S., Gieseke, T., 2023. The effects of climate, natural disturbances, and human occupation on the rainforest boundary at the eastern foothills of Northern Patagonian Andes since the Late Glacial period. *Quat. Sci. Rev.* 306. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2023.108040>
- Birks, H.J.B., Line, J.M., 1992. The use of Rarefaction Analysis for Estimating Palynological Richness from Quaternary Pollen-Analytical Data. *The Holocene* 2, 1–10. <https://doi.org/10.1177/095968369200200101>
- Blaauw, M., 2010. Methods and code for “classical” age-modelling of radiocarbon

- sequences. *Quat. Geochronol.* 5, 512–518.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2010.01.002>
- Blackford, J.J., 2000. Charcoal fragments in surface samples following a fire and the implications for interpretation of subfossil charcoal data. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 164, 33–42.
[https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00173-5](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00173-5)
- Boer, M.M., Resco de Dios, V., Bradstock, R.A., 2020. Unprecedented burn area of Australian mega forest fires. *Nat. Clim. Chang.* 10, 171–172.
- Bond, W.J., van Wilgen, B.W., Van Wilgen, B.W., 1996. *Fire and Plants, Population and Community Biology Series*. Springer Netherlands.
- Bowman, D.M.J.S., Balch, J.K., Artaxo, P., Bond, W.J., Carlson, J.M., Cochrane, M.A., D'Antonio, C.M., DeFries, R.S., Doyle, J.C., Harrison, S.P., Johnston, F.H., Keeley, J.E., Krawchuk, M.A., Kull, C.A., Marston, J.B., Moritz, M.A., Prentice, I.C., Roos, C.I., Scott, A.C., Swetnam, T.W., Van Der Werf, G.R., Pyne, S.J., 2009. Fire in the earth system. *Science* (80-.). 324, 481–484.
<https://doi.org/10.1126/science.1163886>
- Bowman, D.M.J.S., Kolden, C.A., Abatzoglou, J.T., Johnston, F.H., van der Werf, G.R., Flannigan, M., 2020. Vegetation fires in the Anthropocene. *Nat. Rev. Earth Environ.* 1, 500–515.
- Brunelle, A., Whitlock, C., 2003. Postglacial fire, vegetation, and climate history in the Clearwater Range, Northern Idaho, USA. *Quat. Res.* 60, 307–318.
<https://doi.org/10.1016/j.yqres.2003.07.009>
- Butland, G.J., 1957. *The Human Geography of Southern Chile*, Institute of British Geographers. Publication. Philip.
- Cabrera, A.L., 1971. Fitogeografía de la república Argentina. *Boletín la Soc. Argentina Botánica* 14, 1–42.
- Cai, W., McPhaden, M.J., Grimm, A.M., Rodrigues, R.R., Taschetto, A.S., Garreaud, R.D., Dewitte, B., Poveda, G., Ham, Y.G., Santoso, A., Ng, B., Anderson, W., Wang, G., Geng, T., Jo, H.S., Marengo, J.A., Alves, L.M., Osman, M., Li, S., Wu, L., Karamperidou, C., Takahashi, K., Vera, C., 2020. Climate impacts of the El Niño–Southern Oscillation on South America. *Nat. Rev. Earth Environ.* 1, 215–231. <https://doi.org/10.1038/s43017-020-0040-3>
- Carcaillet, C., Bouvier, M., Fréchette, B., Larouche, A., Richard, P., 2001. Comparison of pollen-slide and sieving methods in lacustrine charcoal analyses for local and regional fire history. *The Holocene* 11, 467–476.
<https://doi.org/10.1191/095968301678302904>
- Clapperton, C.M., Sugden, D.E., 1988. Holocene glacier fluctuations in South America

- and Antarctica. *Quat. Sci. Rev.* 7, 185–198.
[https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0277-3791\(88\)90005-4](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0277-3791(88)90005-4)
- Clark, J.S., 1989. Ecological disturbance as a renewal process: theory and application to fire history. *Oikos* 56, 17–30.
- Clark, James S., 1988. Particle motion and the theory of charcoal analysis: source area, transport, deposition, and sampling. *Quat. Res.* 30, 67–80.
[https://doi.org/10.1016/0033-5894\(88\)90088-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(88)90088-9)
- Clark, James S., 1988. Stratigraphic charcoal analysis on petrographic thin sections: application to fire history in northwestern Minnesota. *Quat. Res.* 30, 81–91.
- Clark, J.S., Robinson, J., 1993. Paleoecology of fire, en: Crutzen, P.J., Goldammer, J.G. (Eds.), *Fire in the Environment: The Ecological, Atmospheric, and Climatic Importance of Vegetation Fires*. Wiley, 1993, pp. 193–214.
- Clark, J.S., Royall, P.D., 1995. Particle-Size Evidence for Source Areas of charcoal Accumulation in Late Holocene Sediments of Eastern North American Lakes. *Quat. Res.* 43, 80–89.
- Colombaroli, D., van der Plas, G., Rucina, S., Verschuren, D., 2018. Determinants of savanna-fire dynamics in the eastern Lake Victoria catchment (western Kenya) during the last 1200 years. *Quat. Int.* 488, 67–80.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.06.028>
- Conedera, M., Tinner, W., Neff, C., Meurer, M., Dickens, A.F., Krebs, P., 2009. Reconstructing past fire regimes: methods, applications, and relevance to fire management and conservation. *Quat. Sci. Rev.* 28, 555–576.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.11.005>
- Coronato, A.M.J., Coronato, F., Mazzoni, E., Vázquez, M., 2008. The Physical Geography of Patagonia and Tierra del Fuego. *Dev. Quat. Sci.* 11, 13–55.
[https://doi.org/10.1016/S1571-0866\(07\)10003-8](https://doi.org/10.1016/S1571-0866(07)10003-8)
- D'Antoni, H.L., Markgraf, V., 1978. *Pollen flora of Argentina*. University of Arizona, Tucson.
- Damascos, M.A., Ghermandi, L., 2007. Morfología del arbusto nativo *Mulinum spinosum* en sectores quemados de pastizales del NO de la Patagonia. *Ecol. Austral* 17, 143–150.
- de Porras, M.E., Maldonado, A., Abarzúa, A.M., Cárdenas, M.L., Francois, J.P., Martel-Cea, A., Stern, C.R., Méndez, C., Reyes, O., 2012. Postglacial vegetation, fire and climate dynamics at Central Chilean Patagonia (Lake Shaman, 44°S). *Quat. Sci. Rev.* 50, 71–85. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.06.015>
- de Porras, M.E., Maldonado, A., Quintana, F.A., Martel-Cea, A., Reyes, O., Méndez, C., 2014. Environmental and climatic changes in central Chilean Patagonia since

- the Late Glacial (Mallín El Embudo, 44° S). *Clim. Past* 10, 1063–1078.
<https://doi.org/10.5194/cp-10-1063-2014>
- Dillehay, T.D., Ocampo, C., Saavedra, J., Sawakuchi, A.O., Vega, R.M., Pino, M., Collins, M.B., Cummings, L.S., Arregui, I., Villagran, X.S., Hartmann, G.A., Mella, M., González, A., Dix, G., 2015. New archaeological evidence for an early human presence at Monte Verde, Chile. *PLoS One* 10, 1–27.
<https://doi.org/10.1371/journal.pone.0141923>
- Donoso, C., Lara, A., 1996. Utilización de los bosques nativos en Chile: Pasado, presente y futuro, en: Armesto, J.J., Arroyo-Kalin, M., Villagrán, C. (Eds.), *Ecología de los bosques nativos de Chile*. Universitaria, Santiago, pp. 363–88.
- Douglass, D.C., Singer, B.S., Kaplan, M.R., Ackert, R.P., Mickelson, D.M., Caffee, M.W., 2005. Evidence of early Holocene glacial advances in southern South America from cosmogenic surface-exposure dating. *Geology* 33, 237–240.
- Douglass, D.C., Singer, B.S., Kaplan, M.R., Mickelson, D.M., Caffee, M.W., 2006. Cosmogenic nuclide surface exposure dating of boulders on last-glacial and late-glacial moraines, Lago Buenos Aires, Argentina: Interpretive strategies and paleoclimate implications. *Quat. Geochronol.* 1, 43–58.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.quageo.2006.06.001>
- Falk, D.A., Miller, C., McKenzie, D., Black, A.E., 2007. Cross-scale analysis of fire regimes. *Ecosystems* 10, 809–823.
- Fernández, P.M., Bellelli, C., Carballido Calatayud, M., Podestá, M., Scheinsohn, V., 2011. Marcas En La Piedra, Huellas En La Tierra El Poblamiento Del Bosque Del Suroeste De Río Negro- Noroeste De Chubut. *Procesos históricos, Transform. Soc. y construcciones Front. Aproximaciones a las Relac. interétnicas Estud. sobre Norpatagonia, Argentina y Labrador, Canadá* 195–221.
- Fernández, P.M., Carballido, M., Bellelli, C., Podestá, M.M., Carballido Calatayud, M., Bellelli, C., Podestá, M.M., 2013. Tiempo de cazadores. Cronología de las ocupaciones humanas en el valle del río Manso inferior (Río Negro). *Tendencias teórico-metodológicas y casos Estud. en la Arqueol. la Patagon.* 167–175.
- Ferrán, O.G., 1995. *Volcanes de Chile*. Instituto Geográfico Militar.
- Flannigan, M.D., Krawchuk, M.A., De Groot, W.J., Wotton, B.M., Gowman, L.M., 2009. Implications of changing climate for global wildland fire. *Int. J. Wildl. Fire* 18, 483–507. <https://doi.org/10.1071/WF08187>
- Fletcher, M.S., Moreno, P.I., 2012. Have the Southern Westerlies changed in a zonally symmetric manner over the last 14,000 years? A hemisphere-wide take on a controversial problem. *Quat. Int.* 253, 32–46.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.04.042>

- Fogt, R.L., Bromwich, D.H., 2006. Decadal variability of the ENSO teleconnection to the high-latitude South Pacific governed by coupling with the southern annular mode. *J. Clim.* 19, 979–997.
- Gajardo, R., 1994. La Vegetación Natural de Chile. Clasificación y distribución geográfica. <https://doi.org/10.5354/0365-7779.1997.2996>
- Gallopín, G.C., 1978. Estudio ecológico integrado de la cuenca del río Manso superior (Río Negro, Argentina) 1. Descripción general de la cuenca., *Anales de Parques Nacionales*. Servicio nacional de Parques nacionales.
- García, J.L., Maldonado, A., De Porras, M.E., Delaunay, A.N., Reyes, O., Ebensperger, C.A., Binnie, S.A., Lüthgens, C., Méndez, C., 2019. Early deglaciation and paleolake history of Río Cisnes Glacier, Patagonian Ice Sheet (44°S). *Quat. Res. (United States)* 91, 194–217. <https://doi.org/10.1017/qua.2018.93>
- Garreaud, R., 2009. The Andes Climate and Weather. *Adv. Geosci.* 1–9.
- Garreaud, R., 2007. Precipitation and Circulation Covariability in the Extratropics. *J. Clim. - J. Clim.* 20. <https://doi.org/10.1175/JCLI4257.1>
- Garreaud, R., Lopez, P., Minvielle, M., Rojas, M., 2013. Large-scale control on the Patagonian climate. *J. Clim.* 26, 215–230. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00001.1>
- Garreaud, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R., Marengo, J., 2009. Present-day South American climate. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 281, 180–195. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.10.032>
- Gedye, S.J., Jones, R.T., Tinner, W., Ammann, B., Oldfield, F., 2000. The use of mineral magnetism in the reconstruction of fire history: a case study from Lago di Origlio, Swiss Alps. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 164, 101–110.
- Giaché, Y.S., Bianchi, M.M., 2018. 13,000 years of forest history in the Río Manso Inferior Valley, Northern Patagonia. Fire-vegetation-humans links. *J. Archaeol. Sci. Reports* 18, 769–774. <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2017.09.001>
- Gill, A.M., Allan, G., 2008. Large fires, fire effects and the fire-regime concept. *Int. J. Wildl. Fire* 17, 688–695.
- Goldammer, J.G., Cwielong, P., Rodriguez, N., Goergen, J., 1996. One thousand years of fire history of Andino-Patagonian forest recovered from sediments of the Epuyen River, Chubut Province, Argentina. *Biomass Burn. Glob. Chang.* 2, 653–659.
- Green, D.G., 1982. Fire and Stability in the Postglacial Forests of Southwest Nova Scotia. *J. Biogeogr.* 9, 29–40. <https://doi.org/10.2307/2844728>
- Green, D.G., 1981. Time series and postglacial forest ecology. *Quat. Res.* 15, 265–

277. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(81\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0033-5894(81)90030-2)
- Grimm, E., 2019. Tilia.
- Grissino-Mayer, H.D., 1995. Tree-Ring Reconstructions of Climate and Fire History at El Malpais National Monument, New Mexico. *Geoscience. University of Arizona*.
- Haberle, S.G., Bennett, K.D., 2004. Postglacial formation and dynamics of North Patagonian Rainforest in the Chonos Archipelago, Southern Chile. *Quat. Sci. Rev.* 23, 2433–2452. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.03.001>
- Haberzettl, T., Wille, M., Fey, M., Janssen, S., Lücke, A., Mayr, C., Ohlendorf, C., Schäbitz, F., Schleser, G., Zolitschka, B., 2006. Environmental change and fire history of southern Patagonia (Argentina) during the last five centuries. *Quat. Int.* 158, 72–82. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2006.05.029>
- Hajduk, A.A., Albornoz, A., Lezcano, M.J., 2006. Levels with extinct fauna in the forest rockshelter El Trébol (Northwest Patagonia, Argentina). *Curr. Res. Pleistocene* 23, 55–57.
- Hein, A., Hulton, N., Dunai, T., Sugden, D., Kaplan, M., Xu, S., 2010. The chronology of the Last Glacial Maximum and deglacial events in central Argentine Patagonia. *Quat. Sci. Rev. - Quat. SCI REV* 29. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.01.020>
- 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. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 141, 277–301. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(98\)00053-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(98)00053-4)
- Heusser, C.J., 1995. Palaeoecology of a *Donatia-Astelia* cushion bog, Magellanic Moorland-Subantarctic evergreen forest transition, southern Tierra del Fuego, Argentina. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 89, 429–440. [https://doi.org/10.1016/0034-6667\(95\)00004-2](https://doi.org/10.1016/0034-6667(95)00004-2)
- Heusser, C.J., 1994. Quaternary paleoecology of fuego-patagonia. *Rev. IG. Sao Paulo* 15, 7–26.
- Heusser, C.J., 1993. Late Quaternary forest-steppe contact zone, Isla Grande de Tierra del Fuego, subantarctic South America. *Quat. Sci. Rev.* 12, 169–177. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(93\)90051-M](https://doi.org/10.1016/0277-3791(93)90051-M)
- Heusser, C.J., 1987. Fire history of Fuego-Patagonia. *Quat. South Am. Antarct. Penins.* 5, 93–110.
- Heusser, C.J., 1981. Palynology of the last interglacial-glacial cycle in midlatitudes of Southern Chile. *Quat. Res.* 16, 293–321. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(81\)90014-4](https://doi.org/10.1016/0033-5894(81)90014-4)
- Heusser, C.J., 1971. Pollen and spores of Chile. Tucson: University of Arizona,

Arizona.

- Heusser, C.J., 1966. Late-Plleistocene pollen diagrams from the province of Llanquihue, southern Chile. *Proc. Am. Philos. Soc.* 110, 269–305.
<https://doi.org/10.1126/science.35.906.756-a>
- Heusser, C.J., Heusser, L.E., Lowell, T. V, 1999. Paleoecology of the Southern Chilean lake district-Isla Grande de Chiloe during Middle-Late Llanquihue glaciation and deglaciation. *Geogr. Ann.* 81, 231–284.
- Higuera, P., Sprugel, D., Brubaker, L., 2005. Reconstructing fire regimes with charcoal from small-hollow sediments: A calibration with tree-ring records of fire. *Holocene* 15. <https://doi.org/10.1191/0959683605hl789rp>
- Higuera, P.E., Brubaker, L.B., Anderson, P.M., Hu, F.S., Brown, T. a, 2009. Vegetation mediated the impacts of postglacial climate change on fire regimes in the south-central Brooks Range, Alaska. *Ecol. Monogr.* 79, 201–219.
- Higuera, P.E., Gavin, D.G., Bartlein, P.J., Hallett, D.J., 2010. Peak detection in sediment-charcoal records: Impacts of alternative data analysis methods on fire-history interpretations. *Int. J. Wildl. Fire* 19, 996–1014.
<https://doi.org/10.1071/WF09134>
- Holz, A., Haberle, S., Veblen, T.T., De Pol-Holz, R., Southon, J., 2012. Fire history in western Patagonia from paired tree-ring fire-scar and charcoal records. *Clim. Past* 8, 451–466. <https://doi.org/10.5194/cp-8-451-2012>
- Holz, Andrés, Kitzberger, T., Paritsis, J., Veblen, T.T., 2012. Ecological and climatic controls of modern wildfire activity patterns across southwestern South America. *Ecosphere* 3, 1–25. <https://doi.org/10.1890/ES12-00234.1>
- Holz, A., Palma, R.E., 2012. Floraciones de bambúes en Chile y Argentina : actual floración masiva del colihue , historia natural y riesgos asociados. *Rev. Bosque Nativ.* 50, 40–46.
- Holz, A., Paritsis, J., Mundo, I.A., Veblen, T.T., Kitzberger, T., Williamson, G.J., Aráoz, E., Bustos-Schindler, C., González, M.E., Grau, H.R., Quezada, J.M., 2017. Southern Annular Mode drives multicentury wildfire activity in southern South America. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 114, 9552–9557.
<https://doi.org/10.1073/pnas.1705168114>
- Holz, A., Veblen, T.T., 2012. Wildfire activity in rainforests in western Patagonia linked to the Southern Annular Mode. *Int. J. Wildl. Fire* 21, 114–126.
<https://doi.org/10.1071/WF10121>
- Holz, A., Veblen, T.T., 2011a. The amplifying effects of humans on fire regimes in temperate rainforests in western Patagonia. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 311, 82–92. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.08.008>

- Holz, A., Veblen, T.T., 2011b. Variability in the Southern Annular Mode determines wildfire activity in Patagonia. *Geophys. Res. Lett.* 38, 1–6.
<https://doi.org/10.1029/2011GL047674>
- Huber, U.M., Markgraf, V., 2003. European impact on fire regimes and vegetation dynamics at the steppe-forest ecotone of southern Patagonia. *Holocene* 13, 567–579. <https://doi.org/10.1191/0959683603hl647rp>
- Huber, U.M., Markgraf, V., Schäbitz, F., 2004. Geographical and temporal trends in Late Quaternary fire histories of Fuego-Patagonia, South America. *Quat. Sci. Rev.* 23, 1079–1097. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.11.002>
- Iglesias, V., Whitlock, C., 2014. Fire responses to postglacial climate change and human impact in northern Patagonia (41–43°S). *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 111, E5545–E5554. <https://doi.org/10.1073/pnas.1410443111>
- Iglesias, V., Whitlock, C., Bianchi, M.M., Villarosa, G., Outes, V., 2012a. Climate and local controls of long-term vegetation dynamics in northern Patagonia (Lat 41°S). *Quat. Res. (United States)* 78, 502–512.
<https://doi.org/10.1016/j.yqres.2012.07.004>
- Iglesias, V., Whitlock, C., Bianchi, M.M., Villarosa, G., Outes, V., 2012b. Holocene climate variability and environmental history at the Patagonian forest/steppe ecotone: Lago Mosquito (42°29'37.89"S, 71°24'14.57"W) and Laguna del Cóndor (42°20'47.22"S, 71°17'07.62"W). *Holocene* 22, 1297–1307.
<https://doi.org/10.1177/0959683611427330>
- Iglesias, V., Whitlock, C., Markgraf, V., Bianchi, M.M., 2014. Postglacial history of the Patagonian forest/steppe ecotone (41–43°S). *Quat. Sci. Rev.* 94, 120–135.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.04.014>
- Innes, J.L., 1992. Structure of Evergreen Temperate Rain Forest on the Taitao Peninsula, Southern Chile. *J. Biogeogr.* 19, 555–562.
<https://doi.org/10.2307/2845774>
- Johnson, E.A., Gutsell, S.L., 1994. Fire frequency models, methods and interpretations. *Adv. Ecol. Res.* 25, 239–287.
- Johnston, 1970. Nature before us successfully managed the forest. *Audubon* 71–119.
- Kaplan, M.R., Ackert Jr., R.P., Singer, B.S., Douglass, D.C., Kurz, M.D., 2004. Cosmogenic nuclide chronology of millennial-scale glacial advances during O-isotope stage 2 in Patagonia. *GSA Bull.* 116, 308–321.
<https://doi.org/10.1130/B25178.1>
- Kelly, R.F., Higuera, P.E., Barrett, C.M., Hu, F.S., 2011. A signal-to-noise index to quantify the potential for peak detection in sediment-charcoal records. *Quat. Res.* 75, 11–17. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2010.07.011>

- Kitzberger, T., 2022. Incendios sin precedentes en la Patagonia [WWW Document]. INBIOMA. URL <https://inibioma.conicet.gov.ar/incendios-sin-precedentes-en-la-patagonia/>
- Kitzberger, T., 2012. Ecotones as complex arenas of disturbance, climate, and human impacts: the trans-Andean forest-steppe ecotone of northern Patagonia, en: *Ecotones between forest and grassland*. Springer, pp. 59–88.
- Kitzberger, T., Perry, G.L.W., Paritsis, J., Gowda, J.H., Tepley, A.J., Holz, A., Veblen, T.T., 2016. Fire–vegetation feedbacks and alternative states: common mechanisms of temperate forest vulnerability to fire in southern South America and New Zealand. *New Zeal. J. Bot.* 54, 247–272.
- Kitzberger, T., Raffaele, E., Heinemann, K., Mazzarino, M.J., 2005. Effects of Fire Severity in a North Patagonian Subalpine Forest. *J. Veg. Sci.* 16, 5–12.
- Kitzberger, T., Veblen, T.T., 2003. Influences of Climate on Fire in Northern Patagonia, Argentina BT - *Fire and Climatic Change in Temperate Ecosystems of the Western Americas*, en: Veblen, T.T., Baker, W.L., Montenegro, G., Swetnam, T.W. (Eds.), . Springer New York, New York, NY, pp. 296–321. https://doi.org/10.1007/0-387-21710-X_10
- Kitzberger, T., Veblen, T.T., 1999. Fire-induced changes in northern Patagonian landscapes. *Landsc. Ecol.* 14, 1–15. <https://doi.org/10.1023/A:1008069712826>
- Kitzberger, T., Veblen, T.T., 1997. Influences of humans and ENSO on fire history of *Austrocedrus chilensis* woodlands in northern Patagonia, Argentina. *Ecoscience* 4, 508–520.
- Kitzberger, T., Veblen, T.T., Villalba, R., 1997. Climatic influences on fire regimes along a rain forest-to-xeric woodland gradient in northern Patagonia, Argentina. *J. Biogeogr.* 24, 35–47. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2699.1997.tb00048.x>
- Lara, A., Fraver, S., Aravena, J., Wolodarsky-Franke, A., 1999. Fire and the dynamics of *Fitzroya cupressoides* (Alerce) forests of Chile's Cordillera Pelada. *Ecoscience* 6, 100–109. <https://doi.org/10.1080/11956860.1999.11682519>
- Lazarina, M., Charalampopoulos, A., Psaralexi, M., Krigas, N., Michailidou, D.-E., Kallimanis, A.S., Sgardelis, S.P., 2019. Diversity Patterns of Different Life Forms of Plants along an Elevational Gradient in Crete, Greece. *Diversity*. <https://doi.org/10.3390/d11100200>
- Leon, R.J.C., Bran, D., Collantes, M., Paruelo, J.M., Soriano, A., 1998. Grandes unidades de vegetacion de la Patagonia extra andina. *Ecol. Austral* 8, 125–144.
- Lizundia-Loiola, J., Otón, G., Ramo, R., Chuvieco, E., 2020. A spatio-temporal active-fire clustering approach for global burned area mapping at 250 m from MODIS data. *Remote Sens. Environ.* 236, 111493.

- <https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.111493>
- Loisel, J., Yu, Z., 2013. Holocene peatland carbon dynamics in Patagonia. *Quat. Sci. Rev.* 69, 125–141. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.02.023>
- Luebert, F., Pliscoff, P., 2006. Sinopsis bioclimática y vegetal de Chile, Editorial. ed.
- Lynch, J., Clark, J., Stocks, B., 2004. Charcoal production, dispersal, and deposition from the Fort Providence experimental fire. *Can. J. For. Res.* 34. <https://doi.org/10.1139/x04-071>
- Mancini, M.V., 2009. Holocene vegetation and climate changes from a peat pollen record of the forest–steppe ecotone, Southwest of Patagonia (Argentina). *Quat. Sci. Rev.* 28, 1490–1497.
- Markgraf, V., 1984. Late Pleistocene and Holocene vegetation history of temperate Argentina: Lago Morenito, Bariloche. *Diss. Bot.* 72, 235–254.
- Markgraf, V., Anderson, L., 1994. Fire history of Patagonia: climate versus human cause. *Rev. do Inst. Geológico* 15, 35–47. <https://doi.org/10.5935/0100-929x.19940004>
- Markgraf, V., Bianchi, M.M., 1999. Paleoenvironmental changes during the last 17,000 years in western Patagonia: Mallín Aguado, Province of Neuquén, Argentina. *Bamberger Geogr. Schriften*.
- Markgraf, V., Huber, U.M., 2010. Late and postglacial vegetation and fire history in Southern Patagonia and Tierra del Fuego. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 297, 351–366.
- Markgraf, V., Whitlock, C., Anderson, R.S., García, A., 2009. Late Quaternary vegetation and fire history in the northernmost Nothofagus forest region: Mallín Vaca Lauquen, Neuquén Province, Argentina. *J. Quat. Sci.* 24, 248–258. <https://doi.org/10.1002/jqs>
- Markgraf, V., Whitlock, C., Haberle, S., 2007. Vegetation and fire history during the last 18,000 cal yr B.P. in Southern Patagonia: Mallín Pollux, Coyhaique, Province Aysén (45°41'30" S, 71°50'30" W, 640 m elevation). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 254, 492–507. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.07.008>
- Martinic, M., 2005. De la Trapananda al Aysén: Una mirada reflexiva sobre el acontecer de la Región de Aysén desde la prehistoria hasta nuestros días.
- Masiokas, M.H., Luckman, B.H., Villalba, R., Ripalta, A., Rabassa, J., 2010. Little Ice Age fluctuations of Glaciar Río Manso in the north Patagonian Andes of Argentina. *Quat. Res.* 73, 96–106. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2009.08.004>
- MathWorks, 2005. Matlab software.
- McKenzie, D., Miller, C., Falk, D.A., 2011. The landscape ecology of fire. Springer

- Mena, F., Stafford, T., 2006. Contexto estratigráfico y fechación directa de esqueletos humanos del Holoceno Temprano en Cueva Baño Nuevo 1 (Patagonia Central, Chile). Segundo Simp. Int. del Hombre Tempr. en América 139–154.
- Méndez, C., de Porras, M.E., Maldonado, A., Reyes, O., Delaunay, A.N., García, J.L., 2016. Human effects in Holocene fire dynamics of Central Western Patagonia (~44° S, Chile). *Front. Ecol. Evol.* 4. <https://doi.org/10.3389/fevo.2016.00100>
- Méndez, C., Delaunay, A.N., Reyes, O., Ozán, I.L., Belmar, C., López, P., 2018. The initial peopling of Central Western Patagonia (southernmost South America): Late Pleistocene through Holocene site context and archaeological assemblages from Cueva de la Vieja site. *Quat. Int.* 473, 261–277.
- Méndez, C., Nuevo-delaunay, A., Reyes, O., 2020. Arqueología de Aisén. 12 años de ocupación.
- Méndez, C., Reyes, O., 2006. Nuevos datos de la ocupación humana en la transición bosque estepa en Patagonia: Alero Las Quemas (comuna de Lago Verde, XI región de Aisén). *Magallania (Punta Arenas)* 34, 161–165.
- Méndez, C., Reyes, O., Nuevo-Delaunay, A., V, V., Barberena, R., M, H., 2010. Ocupaciones humanas en la margen occidental de Patagonia Central: eventos de poblamiento en Alto Río Cisnes. *Magallania (Punta Arenas)* 39, 223–242. <https://doi.org/10.4067/S0718-22442011000200016>
- Méndez, C.A., Reyes, O.R., 2008. Late Holocene human occupation of the Patagonian forests: A case study in the Cisnes river basin. *Antiquity* 82, 560–570. <https://doi.org/10.1017/S0003598X00097222>
- Mercer, J.H., Ager, T.A., Studies, O.S.U.I. of P., 1983. Glacial and Floral Changes in Southern Argentina Since 14,000 Years Ago. *Natl. Geogr. Soc. Res. Rep.* 15, 457–477.
- Mermoz, M., Kitzberger, T., Veblen, T.T., 2005. Landscape influences on occurrence and spread of wildfires in Patagonian forests and shrublands. *Ecology* 86, 2705–2715.
- Miller, A., 1976. The climate of Chile, en: Schwerdtfeger, W. (Ed.), *Climates of Central and South America*. Elsevier Scientific Publishing, Amsterdam, pp. 113–145.
- Montade, V., Combourieu Nebout, N., Kissel, C., Haberle, S.G., Siani, G., Michel, E., 2013. Vegetation and climate changes during the last 22,000yr from a marine core near Taitao Peninsula, southern Chile. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 369, 335–348. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.11.001>
- Montecinos, A., Aceituno, P., 2003. Seasonality of the ENSO-Related Rainfall Variability in Central Chile and Associated Circulation Anomalies. *J. Clim. - J. Clim.*

- 16, 281–296. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<0281:SOTERR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<0281:SOTERR>2.0.CO;2)
- Mooney, S. d., Tinner, W., 2011. The analysis of charcoal in peat and organic sediments. *Mires Peat* 7, 1–18.
- Moreno, P.I., 2020. Timing and structure of vegetation, fire, and climate changes on the Pacific slope of northwestern Patagonia since the last glacial termination. *Quat. Sci. Rev.* 238, 106328. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106328>
- Moreno, P.I., 2004. Millennial-scale climate variability in northwest Patagonia over the last 15 000 yr. *J. Quat. Sci.* 19, 35–47. <https://doi.org/10.1002/jqs.813>
- Moreno, P.I., Kitzberger, T., Iglesias, V., Holz, A., 2010. Paleofires in southern South America since the last glacial maximum. *Pages news* 18.
- Moreno, P.I., Lowell, T.V., Jacobson Jr, G.L., Denton, G.H., 1999. Abrupt Vegetation and Climate Changes During the Last Glacial Maximum and Last Termination in The Chilean Lake District: A Case Study from Canal De La Puntilla (41° S). *Geogr. Ann. Ser. A Phys. Geogr.* 81, 285–311. <https://doi.org/10.1111/1468-0459.00059>
- Moreno, P.I., Simi, E., Villa-Martínez, R.P., Vilanova, I., 2019. Early arboreal colonization, postglacial resilience of deciduous *Nothofagus* forests, and the Southern Westerly Wind influence in central-east Andean Patagonia. *Quat. Sci. Rev.* 218, 61–74. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.06.004>
- Moreno, P.I., Vilanova, I., Villa-Martínez, R., Dunbar, R.B., Mucciarone, D.A., Kaplan, M.R., Garreaud, R.D., Rojas, M., Moy, C.M., De Pol-Holz, R., Lambert, F., 2018. Onset and Evolution of Southern Annular Mode-Like Changes at Centennial Timescale. *Sci. Rep.* 8, 1–9. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-21836-6>
- Moreno, P.I., Vilanova, I., Villa-Martínez, R., Garreaud, R.D., Rojas, M., De Pol-Holz, R., 2014. Southern annular mode-like changes in southwestern Patagonia at centennial timescales over the last three millennia. *Nat. Commun.* 5. <https://doi.org/10.1038/ncomms5375>
- Morgan, P., Defossé, G.E., Rodríguez, N.F., 2003. Management implications of fire and climate changes in the western Americas, en: *Fire and climatic change in temperate ecosystems of the western Americas*. Springer, pp. 413–440.
- Morrison, P.H., Swanson, F., 1990. Fire history and pattern in a Cascade Range landscape. US Department of Agriculture, Forest Service, Pacific Northwest Research Station.
- Moy, C.M., Seltzer, G.O., Rodbell, D.T., Anderson, D.M., 2002. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature* 420, 162–165.

- Mundo, I.A., Villalba, R., Veblen, T.T., Kitzberger, T., Holz, A., Paritsis, J., Ripalta, A., 2017. Fire history in southern Patagonia: Human and climate influences on fire activity in *Nothofagus pumilio* forests. *Ecosphere* 8.
<https://doi.org/10.1002/ecs2.1932>
- Mundo, I.A., Wiegand, T., Kanagaraj, R., Kitzberger, T., 2013. Environmental drivers and spatial dependency in wildfire ignition patterns of northwestern Patagonia. *J. Environ. Manage.* 123, 77–87.
- Nanavati, W.P., Whitlock, C., Iglesias, V., de Porras, M.E., 2019. Postglacial vegetation, fire, and climate history along the eastern Andes, Argentina and Chile (lat. 41–55°S). *Quat. Sci. Rev.* 207, 145–160.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.01.014>
- Naranjo, J., Roa, H., Banks, N.G., 1993. La erupción del volcán Hudson en 1991 (46°S), Región XI, Aisén, Chile. *Serv. Nac. Geol. Min. Bol.* 44, 1–50.
- Otero, L., 2006. La huella del fuego: historia de los bosques nativos : poblamiento y cambios en el paisaje del sur de Chile, Colección Ensayo. Pehuén.
- Oyarzabal, M., Clavijo, J., Oakley, L., Biganzoli, F., Tognetti, P., Barberis, I., Maturo, H.M., Aragón, R., Campanello, P.I., Prado, D., Oesterheld, M., León, R.J.C., 2018. Unidades de vegetación de la Argentina. *Ecol. Austral* 28, 040–063.
<https://doi.org/10.25260/ea.18.28.1.0.399>
- Paritsis, J., Veblen, T.T., Holz, A., 2015. Positive fire feedbacks contribute to shifts from *Nothofagus pumilio* forests to fire-prone shrublands in Patagonia. *J. Veg. Sci.* 26, 89–101. <https://doi.org/10.1111/jvs.12225>
- Paruelo, J.M., Beltran, A., Jobbagy, E., Sala, O.E., Golluscio, R.A., 1998. The climate of Patagonia: General patterns and controls on biotic processes. *Ecol. Austral* 8, 85–101.
- Pastorino, M., Gallo, L., 2002. Quaternary evolutionary history of *Austrocedrus chilensis*, a cypress native to the Andean-Patagonian forest. *J. Biogeogr.* 29, 1167–1178. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2699.2002.00731.x>
- Pearson, A.K., Pearson, O.P., Gomez, I.A., 1994. Biology of the bamboo *Chusquea culeou* (Poaceae: Bambusoideae) in southern Argentina. *Vegetatio* 111, 93–126.
<https://doi.org/10.1007/BF00040331>
- Peltier, C., Kaplan, M.R., Sagredo, E.A., Moreno, P.I., Araos, J., Birkel, S.D., Villa-Martínez, R., Schwartz, R., Reynhout, S.A., Schaefer, J.M., 2023. The last two glacial cycles in central Patagonia: A precise record from the Ñirehuao glacier lobe. *Quat. Sci. Rev.* 304. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107873>
- Pisano, E., 1997. Los bosques de Patagonia Austral y Tierra del Fuego chilenas. *An. del Inst. la Patagon. Ser. Ciencias Nat.* 25, 9–19.

- Podestá, M.M., Bellelli, C., Labarca, R., Alborno, A.M., Vasini, A., Tropea, E., 2008. Arte rupestre en pasos cordilleranos del bosque andino patagónico (el manso, región de los lagos y provincia de rio negro, Chile-Argentina). *Magallania* (Punta Arenas). 36, 143–153. <https://doi.org/10.4067/S0718-22442008000200009>
- Prohaska, F., 1976. The climate of Argentina, Paraguay and Uruguay, en: Schwerdtfeger, E. (Ed.), *Climate of Central and South America*. Elsevier, Amsterdam, pp. 57–69.
- Pyne, S.J., Andrews, P.L., Laven, R.D., 1996. *Introduction to Wildland Fire*. Wiley.
- R core Team, 2022. *R: A Language and Environment for Statistical Computing*. R Foundation for Statistical Computing. Vienna, Austria.
- Raffaele, E., De Torres Curth, M., Morales, C., Kitzberger, T., 2014. *Ecología e historia natural de la Patagonia Andina : un cuarto de siglo de investigación en biogeografía, ecología y conservación*, Fundación de Historia Natural Félix de Azara.
- Renssen, H., Goosse, H., Fichet, T., Masson-Delmotte, V., Koc, N., 2005. The Holocene climate evolution in the high-latitude Southern Hemisphere simulated by a coupled atmosphere-sea ice-ocean-vegetation model. *Holocene* 15, 951–964. <https://doi.org/10.1191/0959683605hl869ra>
- Rey, F., Gobet, E., Schwörer, C., Wey, O., Hafner, A., Tinner, W., 2019. Causes and mechanisms of synchronous succession trajectories in primeval Central European mixed *Fagus sylvatica* forests. *J. Ecol.* 107, 1392–1408. <https://doi.org/10.1111/1365-2745.13121>
- Reyes, O., Méndez, C., Maldonado, A., Velásquez, H., Trejo, V., Cárdenas, M., Abarzúa, A.M., 2009. Uso del espacio de cazadores recolectores y paleoambiente holoceno en el valle del río Cisnes, Región De Aisén, Chile. *Magallania* (Punta Arenas). 37, 91–107. <https://doi.org/10.4067/S0718-22442009000200006>
- Reyes, O., Méndez, C., Mena, F., Moraga, M., 2012. The bioanthropological evidence of a ca. 10,000 CALYBP ten-individual group in central Patagonia. *Southbound Late Pleistocene Peopling Lat. Am.* 167–171.
- Reyes, O., Méndez, C., Trejo, V., Velásquez, H., 2007. El Chueco I: un asentamiento multicomponente en la estepa occidental de Patagonia Central (11.400 A 2.700 años Cal. AP, - 44° S). *Magallania* (Punta Arenas). 35, 107–119. <https://doi.org/10.4067/S0718-22442007000100007>
- Roig, F.A., 1988. *La vegetación de la Patagonia*. INTA.
- Romme, W.H., 1980. Fire history terminology: report of the ad hoc committee, en: *Proceedings of the fire history workshop*. Citeseer, pp. 135–137.
- Rothermel, R.C., 1983. How to predict the spread and intensity of forest and range

- fires. US Department of Agriculture, Forest Service, Intermountain Forest and Range
- Schmithüsen, J., 1956. Die räumliche Ordnung der chilenischen Vegetation. *Bonner Geogr. Abhandlungen* 17, 1–86.
- Shi, K., Touge, Y., 2022. Characterization of global wildfire burned area spatiotemporal patterns and underlying climatic causes. *Sci. Rep.* 12, 644.
- Silva, O.G., 1993. Atlas de historia de Chile, Colección Imagen de Chile. Editorial Universitaria.
- Sottile, G.D., Bamonte, F.P., Mancini, M. V., Bianchi, M.M., 2011. Insights into Holocene vegetation and climate changes at the southeast of the Andes: Nothofagus forest and Patagonian steppe fire records. *Holocene* 22, 1309–1322. <https://doi.org/10.1177/0959683611405082>
- Sottile, G.D., Echeverría, M.E., Mancini, M. V., Bianchi, M.M., Marcos, M. a., Bamonte, F.P., 2015. Eastern Andean environmental and climate synthesis for the last 2000 years BP from terrestrial pollen and charcoal records of Patagonia. *Clim. Past Discuss.* 11, 2121–2157. <https://doi.org/10.5194/cpd-11-2121-2015>
- Sottile, G.D., Echeverría, M.E., Tonello, M.S., Marcos, M.A., Bamonte, F.P., Rayó, C., Mancini, M. V., 2020. Dynamics of the andean vegetation of lake argentino (50° s, 72° w) since glaciers retreat (ca. 12,000 cal years bp). *Andean Geol.* 47, 599–627. <https://doi.org/10.5027/andgeov47n3-3303>
- Stern, C., 2004. Active Andean volcanism: Its geologic and tectonic setting. *Rev. Geol. Chile - REV GEOL CHILE* 31. <https://doi.org/10.4067/S0716-02082004000200001>
- Szeicz, J., Haberle, S., Bennett, K., 2003. Dynamics of North Patagonian rainforests from fine-resolution pollen, charcoal and tree-ring analysis, Chonos Archipelago, Southern Chile. *Austral Ecol.* 28, 413–422.
- Szeicz, J.M., Haberle, S.G., Bennett, K.D., 2003. Dynamics of North Patagonian rainforests from fine-resolution pollen, charcoal and tree-ring analysis, Chonos Archipelago, Southern Chile. *Austral Ecol.* 28, 413–422. <https://doi.org/10.1046/j.1442-9993.2003.01299.x>
- Teensma, P.D.A., 1988. Fire history and fire regimes of the central western Cascades of Oregon. Oregon.
- Thompson, D.W.J., Solomon, S., Kushner, P.J., England, M.H., Grise, K.M., Karoly, D.J., 2011. Signatures of the Antarctic ozone hole in Southern Hemisphere surface climate change. *Nat. Geosci.* 4, 741–749. <https://doi.org/10.1038/ngeo1296>
- Thompson, D.W.J., Wallace, J.M., 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J. Clim.* 13, 1000–1016.

- Tinner, W., Conedera, M., Ammann, B., Gaggeler, H., Gedye, S., Jones, R., Sagesser, B., 1998. Pollen and charcoal in lake sediments compared with historically documented forest fires in southern Switzerland since AD 1920. *Holocene* 8, 31–42. <https://doi.org/10.1191/095968398667205430>
- Tinner, W., Hubschmid, P., Wehrli, M., Ammann, B., Conedera, M., 1999. Long-term forest fire ecology and dynamics in southern Switzerland. *J. Ecol.* 87, 273–289. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2745.1999.00346.x>
- Van Daele, M., Bertrand, S., Meyer, I., Moernaut, J., Vandoorne, W., Siani, G., Tanghe, N., Ghazoui, Z., Pino, M., Urrutia, R., 2016. Late Quaternary evolution of Lago Castor (Chile, 45.6 S): Timing of the deglaciation in northern Patagonia and evolution of the southern westerlies during the last 17 kyr. *Quat. Sci. Rev.* 133, 130–146.
- Veblen, T., 1982. Growth Patterns of Chusquea Bamboos in the Understory of Chilean Nothofagus forests and Their Influences in Forest Dynamics. *Bull. Torrey Bot. Club* 109, 474. <https://doi.org/10.2307/2996488>
- Veblen, T., Kitzberger, T., Raffaele, E., Lorenz, D., 2003. Fire History and Vegetation Changes in Northern Patagonia, Argentina. pp. 265–295. https://doi.org/10.1007/0-387-21710-X_9
- Veblen, T.T., 1982. Growth patterns of Chusquea bamboos in the understory of Chilean Nothofagus forests and their influences in forest dynamics (Andes) . *Bull. - Torrey Bot. Club* 109, 474–487. <https://doi.org/10.2307/2996488>
- Veblen, T.T., Alaback, P.B., 1996. A Comparative Review of Forest Dynamics and Disturbance in the Temperate Rainforests of North and South America BT - High-Latitude Rainforests and Associated Ecosystems of the West Coast of the Americas: Climate, Hydrology, Ecology, and Conservation, en: Lawford, R.G., Fuentes, E., Alaback, P.B. (Eds.), . Springer New York, New York, NY, pp. 173–213. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-3970-3_9
- Veblen, T.T., Donoso, C., Kitzberger, T., Rebertus, A.J., 1996. Ecology of southern Chilean and Argentinean Nothofagus forests. *Ecol. Biogeogr. Nothofagus For.* 10, 93–353.
- Veblen, T.T., Holz, A., Paritsis, J., Raffaele, E., Kitzberger, T., Blackhall, M., 2011. Adapting to global environmental change in Patagonia: What role for disturbance ecology? *Austral Ecol.* 36, 891–903. <https://doi.org/10.1111/j.1442-9993.2010.02236.x>
- Veblen, T.T., Kitzberger, T., Burn, B.R., Rebertus, A.J., 1995. Perturbaciones y regeneración en bosques andinos del sur de Chile y Argentina, en: Armesto, J.J., Villagrán, C., Kalin Arroyo, M.T. (Eds.), *Ecología de los bosques nativos de Chile*.

- Universitaria, Santiago.
- Veblen, T.T., Kitzberger, T., Donnegan, J., 2000. Climatic and human influences on fire regimes in ponderosa pine forests in the Colorado Front Range. *Ecol. Appl.* 10, 1178–1195.
- Veblen, T.T., Kitzberger, T., Lara, A., 1992. Disturbance and forest dynamics along a transect from Andean rain forest to Patagonian shrubland. *J. Veg. Sci.* 3, 507–520. <https://doi.org/10.2307/3235807>
- Veblen, T.T., Kitzberger, T., Villalba, R., Donnegan, J., 1999. Fire History in Northern Patagonia : The Roles of Humans and Climatic Variation. *Ecol. Monogr.* 69, 47–67.
- Veblen, T.T., Lorenz, D.C., 1987. Post-fire stand development of *Austrocedrus- Nothofagus* forests in northern Patagonia. *Vegetatio* 71, 113–126.
- Veblen, T.T., Schlegel, F.M., Oltremari, J. V, 1983. Temperate broad-leaved evergreen forests of South America. *Ecosyst. World* 10, 5–31.
- Villa-Martínez, R., Moreno, P.I., 2021. Development and resilience of deciduous *Nothofagus* forests since the Last Glacial Termination and deglaciation of the central Patagonian Andes. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 574, 110459. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2021.110459>
- Villa-Martínez, R., 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. *Quat. Res.* 68, 400–409. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2007.07.003>
- Villa-Martínez, R., Moreno, P.I., Valenzuela, M.A., 2012. Deglacial and postglacial vegetation changes on the eastern slopes of the central Patagonian Andes (47°S). *Quat. Sci. Rev.* 32, 86–99. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.11.008>
- Villagrán, C., 1988. Late quaternary vegetation of southern Isla Grande de Chiloé, Chile. *Quat. Res.* 29, 294–306. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(88\)90037-3](https://doi.org/10.1016/0033-5894(88)90037-3)
- Villagrán, C., 1980. Vegetationsgeschichtliche und pflanzensoziologische Untersuchungen im Vicente-Pérez-Rosales-Nationalpark (Chile). *Diss. Bot.* 54, 1–165.
- Villalba, R., Lara, A., Boninsegna, J.A., Masiokas, M., Delgado, S., Aravena, J.C., Roig, F.A., Schmelter, A., Wolodarsky, A., Ripalta, A., 2003. Large-scale temperature changes across the southern Andes: 20th-century variations in the context of the past 400 years. *Clim. Change* 59, 177–232. <https://doi.org/10.1023/A:1024452701153>
- Walker, M.J.C., Berkelhammer, M., Björck, S., Cwynar, L.C., Fisher, D.A., Long, A.J., Lowe, J.J., Newnham, R.M., Rasmussen, S.O., Weiss, H., 2012. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: A Discussion Paper by a Working

- Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *J. Quat. Sci.* 27, 649–659. <https://doi.org/10.1002/jqs.2565>
- Weller, D.J., de Porras, M.E., Maldonado, A., Méndez, C., Stern, C.R., 2019. Petrology, geochemistry, and correlation of tephra deposits from a large early-Holocene eruption of Mentolat volcano, southern Chile. *J. South Am. Earth Sci.* 90, 282–295. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.12.020>
- Whitlock, C., 2004. Forests, fires and climate. *Nature* 432, 28–29. <https://doi.org/10.1038/432028a>
- Whitlock, C., Anderson, R.S., 2003. Fire History Reconstructions Based on Sediment Records from Lakes and Wetlands. *Fire Clim. Chang. Temp. Ecosyst. West. Am.* 3–31. https://doi.org/10.1007/0-387-21710-x_1
- Whitlock, C., Bartlein, P., 2003. Holocene fire activity as a record of past environmental change. *Dev. Quat. Sci.* 1. [https://doi.org/10.1016/S1571-0866\(03\)01022-4](https://doi.org/10.1016/S1571-0866(03)01022-4)
- Whitlock, C., Bianchi, M.M., Bartlein, P.J., Markgraf, V., Marlon, J., Walsh, M., McCoy, N., 2006. Postglacial vegetation, climate, and fire history along the east side of the Andes (lat 41–42.5°S), Argentina. *Quat. Res.* 66, 187–201. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2006.04.004>
- Whitlock, C., Briles, C.E., Fernandez, M.C., Gage, J., 2011. Holocene vegetation, fire and climate history of the Sawtooth Range, central Idaho, USA. *Quat. Res.* 75, 114–124. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2010.08.013>
- Whitlock, C., Higuera, P.E., McWethy, D.B., Briles, C.E., 2010. Paleoecological Perspectives on Fire Ecology: Revisiting the Fire-Regime Concept. *Open Ecol. J.* 3, 6–23. <https://doi.org/10.2174/1874213001003020006>
- Whitlock, C., Larsen, C., 2001. Charcoal As a Fire Proxy. *Track. Environ. Chang. Using Lake Sediments vol 3* 3, 75–97.
- Whitlock, C., Moreno, P.I., Bartlein, P., 2007. Climatic controls of Holocene fire patterns in southern South America. *Quat. Res.* 68, 28–36. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2007.01.012>
- Whittaker, R.H., 1956. Vegetation of the Great Smoky Mountains. *Ecol. Monogr.* 26, 2–80. <https://doi.org/10.2307/1943577>

Anexo I

Protocolo preparación de muestras polínicas de Mallín El Toqui y Laguna Alta

- 1 ml de muestra
- Prueba para la presencia de carbonatos: una pequeña muestra con HCl al 10%
- Incorporar 2 tabletas de *Lycopodium*, agregar 2 gotas de HCl
- Si hay carbonatos agregar HCl al 10%, revolver por 5 minutos, en caso de ser necesario se puede calentar. Para disolver espuma, agregar alcohol 98%
- Lavar/centrifugar 3 veces (los centrifugados son 5 minutos, a 3250 rpm)
- KOH (5-7 ml) al 10% en caliente (100°C) (10 gr de KOH + 90 ml de H₂O), 5 a 20 minutos (10 minutos son suficientes)
- Tamizar macrorrestos y microrrestos (malla de 120 µm)
- Microrrestos: lavar con agua destilada (3 o 4 veces)
- De ser necesario: pirofosfato de sodio (0,1 M), en caliente, por 10 a 20 minutos (44,6 gr en 1 Lt)
- Lavar/centrifugar 3 veces
- HF 48% (5-7 ml) 15 minutos, a 1 hora, a 100°C, luego enfriar y centrifugar o 24 horas en frío
- Lavar/centrifugar 2 veces
- HCl 25% (5-7 ml), en caliente, para eliminar el gel de silicato (2 HCl * 1 H₂O = 27%), 3 minutos.
- Lavar/centrifugar 3-4 veces
- Lavar con ácido acético glacial, centrifugar
- Acetólisis: 9 Anhidrido acético (4,5 ml)/1 Ac. Sukfúrico (0,5 ml), 5 minutos en caliente (100°C), luego dejar enfriar.
- KOH (4 a 6 ml), un rato breve (aproximadamente 5 minutos) en caliente
- Lavar/centrifugar 3-4 veces
- Concentrar y guardar en frascos con glicerina