

PALEOAMBIENTES Y PALEOCLIMAS DEL CUATERNARIO TARDÍO EN TURBERAS DEL CENTRO DE LA ISLA GRANDE DE TIERRA DEL FUEGO EN BASE AL ANÁLISIS PALINOLÓGICO

Tesis presentada para optar al Título de
Doctor en Biología

Lic. Lorena Laura Musotto



Directores: Dra. Ana María Borromei y Dra. María Virginia Bianchinotti



Universidad Nacional del Sur

2013



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

TESIS DE DOCTOR EN BIOLOGÍA

**PALEOAMBIENTES Y PALEOCLIMAS DEL CUATERNARIO TARDÍO EN
TURBERAS DEL CENTRO DE LA ISLA GRANDE DE TIERRA DEL FUEGO
EN BASE AL ANÁLISIS PALINOLÓGICO**

LORENA LAURA MUSOTTO

BAHIA BLANCA

ARGENTINA

2013

Prefacio

Esta tesis se presenta como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Doctora en Biología, de la Universidad Nacional del Sur y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad u otra. La misma contiene los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo en el Laboratorio de Palinología dependiente del Departamento de Geología-INGEOSUR, durante el período comprendido entre el 22 de julio de 2008 y el 27 de mayo de 2013, bajo la dirección de la Dra. Ana María Borromei, Investigadora Independiente del CONICET y de la Dra. María Virginia Bianchinotti, Investigadora Adjunta del CONICET y Asistente de Docencia en la UNS.

Lorena Laura Musotto



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

Secretaría General de Posgrado y Educación Continua

La presente tesis ha sido aprobada el / / , mereciendo la
calificación de(.....)

A Valentín

Agradecimientos

Agradezco al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) por el otorgamiento de la beca doctoral que permitió la realización de esta Tesis. A los distintos proyectos de investigación (PICT-CONICET, SEGyT-UNS) que financiaron el desarrollo de esta investigación. Al Departamento de Geología-INGEOSUR por brindarme el espacio físico e instrumental para la realización de este estudio.

A mis directores, la Dra. Ana María Borromei y la Dra. María Virginia Bianchinotti, por su dedicación, sus importantes aportes que hicieron posible el desarrollo de este trabajo y su gran apoyo a lo largo de estos años.

A la Dra. Andrea Coronato, por su predisposición a transmitir conocimientos, la lectura crítica del manuscrito y sus valiosos consejos.

Al Dr. Marcelo Martínez y la Dra. María Soledad Candel, por su acompañamiento y colaboración en las actividades de campo y el apoyo brindado durante el desarrollo de la tesis.

Al Dr. Juan Federico Ponce y demás integrantes del Laboratorio de Geomorfología y Cuaternario (CADIC-CONICET), por la ayuda logística y humana en las tareas de campo durante la estadía en Tierra del Fuego.

A la Dra. Daniela Olivera, por instruirme en las tareas de laboratorio y alentarme durante la realización de este trabajo.

Al Lic. Claudio Roig, por su asistencia en el muestreo de la turbera Terra Australis.

Al Dr. Brian Menounos y al Dr. Gerald Osborn, por su valiosa colaboración en el análisis químico de los niveles de ceniza volcánica.

Al Dr. Charles R. Stern, por la estimable ayuda en la identificación del origen del nivel de vidrio volcánico.

A Carlos Marcelo Distéfano, por su asistencia en la preparación de las figuras digitales.

A mis compañeras y amigas del Laboratorio de Palinología: Lorena y Nerina, por alentarme en el transcurso de la tesis.

A Juan, que me acompaña desde el comienzo de este camino, por creer en mí, apoyarme incondicionalmente y adaptarse a mis tiempos.

A mi familia y amigos, y muy especialmente a mamá, papá y Seba, por su paciencia, comprensión y amor en todos los momentos de mi vida.

Y a todas aquellas personas que de una u otra manera colaboraron para que este trabajo pudiera concluirse.

Resumen

El objetivo de la presente Tesis Doctoral ha sido la reconstrucción de los cambios de vegetación y clima durante el Pleistoceno tardío y Holoceno en el sector central de la Isla Grande de Tierra del Fuego y su correlación con el sur de Patagonia y otras áreas del Archipiélago Fueguino. Para ello se llevó a cabo el análisis palinológico de dos perfiles fósiles provenientes de: turbera La Correntina (54° 33' 15.8" S; 66° 59' 54.6" O; 206 m s.n.m.), y – turbera Terra Australis (54° 36' 59.1" S; 67° 46' 21.5" O; 120 m s.n.m.) ubicadas en el sector este y sur del Lago Fagnano, respectivamente. El análisis palinológico comprendió, además del análisis polínico, el estudio de la microflora fúngica, dado que brinda valiosa información sobre climas, condiciones del suelo, hidrología, vegetación e incendios en el pasado. La integración de estos indicadores permitió realizar evaluaciones paleoambientales e inferencias paleoclimáticas. Además, para la obtención de análogos modernos y su comparación con las asociaciones fósiles se estudiaron muestras actuales de superficie obtenidas en distintos ambientes del bosque subantártico, la zona de transición bosque-estepa y la estepa de Tierra del Fuego.

El registro polínico de las dos localidades fósiles estudiadas señala, a partir de los *ca.* 15.200 años cal A.P., el desarrollo de una vegetación postglacial empobrecida caracterizada por comunidades arbustivas, gramíneas y herbáceas. Los bajos valores de influjo polínico de *Nothofagus* confirman la presencia de pequeños *stands* o enclaves de *Nothofagus* al inicio de la deglaciación, sugiriendo la supervivencia de este taxón en refugios glaciales. En Terra Australis, durante el Tardiglacial, el registro de polen de *Misodendrum* y de restos de cuerpos reproductivos de la familia Microthyriaceae asignados a cf. *Microthyrium fagi* indicarían el desarrollo local de árboles de *Nothofagus* en el entorno de la turbera.

En Terra Australis, a partir de los *ca.* 11.800 años cal A.P. comienza la expansión del bosque en el área, y hacia los 11.200 años cal A.P. el paisaje muestra la fisonomía de un ecotono bosque-estepa. Mientras, en La Correntina, con posterioridad a los *ca.* 11.500 años cal A.P., se desarrolla una vegetación abierta de pastizales y arbustos con escasos árboles de *Nothofagus*, y a partir de los 9.400 años cal A.P. el ecotono bosque-estepa prevalece en el área. Entre los 8.200 y 5.300 años cal A.P., se observa en La Correntina la retracción del bosque de *Nothofagus* acompañado por la expansión de gramíneas y hierbas, y presencia de esporas de *Glomus* sp. debido a la depositación de un nivel de ceniza volcánica (HLC2) bajo condiciones climáticas más secas, que habrían afectado principalmente las comunidades del bosque. En Terra Australis se pudo observar un impacto menor en la vegetación arbórea a partir de la depositación del nivel de ceniza volcánica (HTA2). A los 6.500 años cal A.P., se desarrolla el bosque cerrado de *Nothofagus* en Terra Australis, y a partir de los 5.300 años cal A.P. en La Correntina. La mayor abundancia de restos de cuerpos reproductivos de Microthyriaceae observada en Terra Australis sugiere que el desarrollo del bosque habría sido bajo condiciones más húmedas que en La Correntina. Con posterioridad a los 2.800 años cal A.P., el reemplazo del bosque cerrado de *Nothofagus* por comunidades más abiertas del bosque y la presencia de esporas de *Glomus* sp. indican un cambio hacia condiciones de menor humedad en el área de La Correntina. En Terra Australis, si bien se mantienen las comunidades del bosque cerrado de *Nothofagus*, se observa a partir de los *ca.* 1.000 años cal A.P. una disminución en el influjo polínico, que sugiere condiciones poco favorables para el desarrollo del mismo. En La Correntina, se observa una disminución del bosque de *Nothofagus* a partir de los *ca.* 800 años cal A.P. alcanzando un mínimo a los 370 años cal A.P., en coincidencia con el período de la Pequeña Edad de Hielo (PEH) registrado en el Hemisferio Norte. Con posterioridad a los 300 años cal A.P., se registra la recuperación del

bosque y durante los últimos 40 años, la presencia de vegetación introducida (*Rumex*) asociada a disturbios ambientales tales como tala, fuego y actividades de pastoreo.

Los resultados obtenidos a partir de los estudios palinológicos realizados en el área del Lago Fagnano, indican durante el Tardiglacial un patrón de vegetación dominado por comunidades abiertas de la estepa seguido durante el Holoceno temprano por el desarrollo de comunidades vegetales de acuerdo con el gradiente de precipitación SO-NE en la Isla Grande de Tierra del Fuego. Los cambios observados en la vegetación, estepa, ecotono bosque-estepa y bosque, estarían relacionados con fluctuaciones en la posición e intensidad del cinturón de los vientos del oeste y los desplazamientos del Frente Polar.

Abstract

The aim of this doctoral thesis has been the reconstruction of the changes of vegetation and climate during the late Pleistocene and Holocene in the central part of Isla Grande de Tierra del Fuego and its correlation with southern Patagonia and other areas of the Fuegian Archipelago. Palynological analysis was carried out on two fossil mires from: La Correntina peat bog (54° 33' 15.8" S; 66° 59' 54.6" W; 206 m a.s.l.), and - Terra Australis peat bog (54° 36' 59.1" S; 67° 46' 21.5" W; 120 m a.s.l.) located in the eastern and southern sectors of the Lake Fagnano, respectively. Palynological analysis included, in addition to pollen analysis, the study of fungal microflora, since it provides valuable information on weather, soil conditions, hydrology, vegetation, and fires in the past. The integration of these indicators allowed paleoenvironmental assessments and paleoclimatic inferences. Moreover, in order to obtain modern analogues and their comparison to fossil assemblages, modern surface samples were studied, taken from different environments of the subantarctic forest, the forest-steppe transition and the Fuegian steppe.

The pollen records from the two fossil localities indicate, after *ca.* 15,200 years cal B.P., the development of an impoverished postglacial vegetation characterized by shrubby communities, grasses and herbs. The low *Nothofagus* pollen influx values confirm the presence of small stands or enclaves of *Nothofagus* at the onset of deglaciation, suggesting the survival of this taxon in glacial refuges. In Terra Australis, the presence of *Misodendrum* pollen and remains of reproductive bodies of the family Microthyriaceae assigned to cf. *Microthyrium fagi* would indicate the local development of *Nothofagus* trees in the surroundings of the peat bog during the Late Glacial. In Terra Australis, from *ca.* 11,800 years cal B.P. the expansion of the forest begins in the area, and around 11,200 years cal B.P. the landscape displays the physiognomy of a forest-steppe ecotone. Meanwhile, in La Correntina,

after *ca.* 11,500 years cal B.P., an open vegetation of grasslands and shrubs develops with scarce *Nothofagus* trees, and from 9,400 years cal B.P. a forest-steppe ecotone prevails in the area. In La Correntina, between 8,200 and 5,300 years cal B.P., the *Nothofagus* forest retraction, accompanied by the expansion of grasses and herbs and, also the presence of spores of *Glomus* sp. are registered. This could be due to the deposition of a volcanic ash level (HLC2) under dry climatic conditions, which would have affected the forest communities. There was a less impact of the deposition of volcanic ash level (HTA2) into the arboreal vegetation in Terra Australis. Towards 6,500 years cal B.P., a closed *Nothofagus* forest develops in Terra Australis, and from the 5,300 years cal B.P. in La Correntina. The greater abundance of remains of reproductive bodies of Microthyriaceae in Terra Australis suggests that the forest development would have been under more humid conditions than in La Correntina. After 2,800 years cal B.P., the replacement of the closed *Nothofagus* forest by more open forest communities and the presence of spores of *Glomus* sp. indicate a shift towards a decrease in humidity in the area of La Correntina. In Terra Australis, while closed *Nothofagus* forest communities remain, from *ca.* 1,000 years cal B.P. a decrease in the pollen influx suggest unfavorable conditions for the forest development. In La Correntina, the *Nothofagus* forest reduction from the *ca.* 800 years cal A.P. is recorded, reaching a minimum at 370 years cal B.P., in coincidence with the “Little Ice Age” (LIA) chronozone. After 300 years cal B.P., the recovery of *Nothofagus* forest is observed, and during the last 40 years, the presence of introduced vegetation (*Rumex*) indicates environmental disturbances such as deforestation, fire and grazing activities.

The results obtained from palynological studies conducted in the area of Lake Fagnano, indicate a vegetation pattern dominated by open communities during the Late Glacial followed by the development of vegetation communities in accordance with the SW-NE precipitation gradient in Isla Grande de Tierra del Fuego during the early Holocene. The

vegetation changes, steppe, forest-steppe ecotone and forest, would be related to fluctuations in the positioning and intensity of the southern westerlies wind belt and movements of Polar Front.

CONTENIDO

Prefacio.....	II
Dedicatoria.....	III
Agradecimientos.....	IV
Resumen.....	VI
Abstract.....	IX
Contenido.....	XII
Índice.....	XIV
Capítulo 1. INTRODUCCIÓN.....	1
Capítulo 2. ÁREA DE ESTUDIO.....	6
Capítulo 3. CLIMA.....	11
Capítulo 4. VEGETACIÓN.....	14
Capítulo 5. MATERIALES Y MÉTODOS.....	24
Capítulo 6. SISTEMÁTICA DEL MATERIAL FÚNGICO.....	53
Capítulo 7. ANÁLISIS PALINOLÓGICO DE MUESTRAS DE SUPERFICIE.....	81
Capítulo 8. LOCALIDAD LA CORRENTINA.....	96
Capítulo 9. LOCALIDAD TERRA AUSTRALIS.....	123
Capítulo 10. EVALUACIÓN PALEOAMBIENTAL Y PALEOCLIMÁTICA DURANTE LOS ÚLTIMOS 25.000 AÑOS EN EL CENTRO DE LA ISLA GRANDE DE TIERRA DEL FUEGO Y SU CORRELACIÓN CON OTROS SECTORES GEOGRÁFICOS DEL ARCHIPIÉLAGO FUEGUINO.....	144
Capítulo 11. INFERENCIAS PALEOAMBIENTALES Y PALEOCLIMÁTICAS REGIONALES DURANTE EL PLEISTOCENO	

TARDÍO-HOLOCENO: SUR DE PATAGONIA Y ARCHIPIÉLAGO

FUEGUINO.....	171
Capítulo 12. CONCLUSIONES.....	184
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	190
ANEXO 1. Lista taxonómica de especies identificadas.....	213
ANEXO 2. Lista de microfósiles fúngicos indeterminados.....	215

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Objetivos.....	3
1.1.1. Objetivo general.....	3
1.1.2. Objetivos específicos.....	3
1.2. Antecedentes.....	4
2. ÁREA DE ESTUDIO.....	6
2.1. Ubicación geográfica.....	6
2.2. Geología y Geomorfología.....	7
2.3. Localidades estudiadas.....	9
3. CLIMA.....	11
4. VEGETACIÓN.....	14
5. MATERIALES Y MÉTODOS.....	24
5.1. Muestreo palinológico superficial.....	24
5.2. Muestreo palinológico fósil.....	25
5.3. Técnicas de laboratorio.....	28
5.4. Análisis palinológico al microscopio óptico.....	30
5.4.1. Estudio sistemático.....	30
5.4.2. Recuentos palinológicos.....	31
5.4.3. Frecuencias Relativas y Absolutas.....	32
5.5. Dataciones radiocarbónicas.....	33
5.6. Análisis químico de los niveles de ceniza.....	34
6. SISTEMÁTICA DEL MATERIAL FÚNGICO.....	53

7. ANÁLISIS PALINOLÓGICO DE MUESTRAS DE SUPERFICIE.....	81
7.1. Resultados	81
7.1.1. Estepa.....	81
7.1.2. Ecotono bosque-estepa.....	82
7.1.3. Bosque de <i>Nothofagus</i>	83
7.2. Discusión.....	84
8. LOCALIDAD LA CORRENTINA.....	96
8.1. Tefrocronología.....	96
8.2. Análisis palinológico.....	98
8.3. Evaluación paleoambiental.....	104
9. LOCALIDAD TERRA AUSTRALIS.....	123
9.1. Tefrocronología.....	123
9.2. Análisis palinológico.....	123
9.3. Evaluación paleoambiental.....	129
10. EVALUACIÓN PALEOAMBIENTAL Y PALEOCLIMÁTICA DURANTE LOS ÚLTIMOS 25.000 AÑOS EN EL CENTRO DE LA ISLA GRANDE DE TIERRA DEL FUEGO Y SU CORRELACIÓN CON OTROS SECTORES GEOGRÁFICOS DEL ARCHIPIÉLAGO FUEGUINO.....	144
11. INFERENCIAS PALEOAMBIENTALES Y PALEOCLIMÁTICAS REGIONALES DURANTE EL PLEISTOCENO TARDÍO-Holoceno: SUR DE PATAGONIA Y ARCHIPIÉLAGO FUEGUINO.....	171
12. CONCLUSIONES.....	184

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	190
ANEXO 1. Lista taxonómica de especies identificadas.....	213
ANEXO 2. Lista de microfósiles fúngicos indeterminados.....	215

LISTA DE FIGURAS, TABLAS Y LÁMINAS

Figuras

1.A. Ubicación del área de estudio.....	10
1.B. Ubicación de las localidades fósiles estudiadas.....	10
2. Distribución de las comunidades de vegetación en la Isla Grande de Tierra del Fuego.....	23
3. Ubicación de las localidades muestreadas.....	36
4. Turbera Terra Australis. Muestra MS1.....	37
5. Bosque caducifolio en las márgenes de la turbera Terra Australis. Muestras MS2 y MS3.....	37
6. Bosque abierto de <i>Nothofagus pumilio</i> y <i>N. antarctica</i> . Muestra MS5.....	38
7. Interior del bosque de <i>Nothofagus pumilio</i> y <i>N. antarctica</i> . Muestra MS6.....	38
8. Sector minerotrófico en una turbera de <i>Sphagnum magellanicum</i> . Muestra MS7.....	39
9. Ecotono bosque-estepa. Muestra MS8.....	39
10. Estepa gramínea. Muestra MS9.....	40
11. Pradera gramínea húmeda en las márgenes de la Laguna San Luis. Muestra MS10.....	40
12. Estepa gramínea-arbustiva. Muestra MS11.....	41
13. Límite entre el ecotono bosque-estepa y estepa gramínea. Muestra MS13.....	41
14. Turbera de <i>Astelia</i> y <i>Donatia</i> , Bahía Moat. Muestra MS14.....	42
15. Detalle del muestreador tipo Russian.....	42
16. Izquierda: nivel de ceniza en perfil Terra Australis. Derecha: turba con sedimento	

arcilloso hacia la base en perfil Terra Australis.....	43
17. Turbera La Correntina.....	43
18. Columna litológica del perfil fósil La Correntina.....	44
19. Turbera Terra Australis.....	45
20. Columna litológica del perfil fósil Terra Australis.....	46
21. Detalle de pirita diseminada o formando masas aglutinadas sobre los fitoclastos.....	47
22. Modelo de edad-profundidad de la sección La Correntina.....	48
23. Modelo de edad-profundidad de la sección Terra Australis.....	48
24. Muestras de superficie. Diagrama de frecuencias relativas de los componentes polínicos.....	91
25. Muestras de superficie. Diagrama de frecuencias relativas de los componentes fúngicos.....	92
26. Muestras de superficie. Diagrama de frecuencias relativas y concentraciones de los componentes polínicos y fúngicos.....	93
27. A: Diagrama de SiO ₂ versus TiO ₂ y SiO ₂ versus K ₂ O para las muestras de tefra pleistocénicas procedentes del Volcán Hudson.....	113
27. B: Campos composicionales definidos por Stern (2008) según la relación K ₂ O vs. SiO ₂ para el vulcanismo de la Cordillera Patagónica Austral.....	113
28. A: Ubicación del Volcán Hudson en el extremo sur de la Patagonia.....	114
28. B: Ubicación de las localidades chilenas con niveles de tefra pleistocénicas procedentes del Volcán Hudson.....	114
28. C: Ubicación de las localidades de la Isla Grande de Tierra del Fuego con niveles de tefra procedentes de la erupción del Volcán	

Hudson del Holoceno medio.....	114
29. Diagrama de frecuencias relativas de los componentes polínicos del perfil La Correntina.....	115
30. Diagrama de influjo de los componentes polínicos del perfil La Correntina.....	116
31. Diagrama de frecuencias relativas de los componentes fúngicos del perfil La Correntina.....	117
32. Diagrama de concentración de los componentes fúngicos del perfil La Correntina.....	119
33. Campos composicionales definidos por Stern (2008) según la relación K_2O vs. SiO_2 para el vulcanismo de la Cordillera Patagónica Austral.....	137
34. Diagrama de frecuencias relativas de los componentes polínicos del perfil Terra Australis.....	138
35. Diagrama de influjo de los componentes polínicos del perfil Terra Australis.....	139
36. Diagrama de frecuencias relativas de los componentes fúngicos del perfil Terra Australis.....	140
37. Diagrama de concentración de los componentes fúngicos del perfil Terra Australis.....	142
38. A: Situación actual de la Isla Grande de Tierra del Fuego.....	162
38. B: Extensión del manto de hielo y lóbulos de descarga durante el UMG en Tierra del Fuego.....	162
39. Extensión del manto de hielo en la cuenca del Lago Fagnano en comparación con el Paleoglaciario del Canal Beagle, durante la Última	

Glaciación y en las épocas de retroceso glaciario.....	163
40. Ubicación de los registros polínicos fósiles utilizados en la correlación paleoambiental y paleoclimática.....	164
41. Diagrama de influjo polínico durante el Tardiglacial del perfil La Correntina.....	165
42. Diagrama de influjo polínico durante el Tardiglacial del perfil Terra Australis.....	165
43. Diagramas de influjo de polen de <i>Nothofagus</i> durante el Tardiglacial de los perfiles de Puerto Harberton, Terra Australis y La Correntina.....	166
44. Principales taxa polínicos y fúngicos utilizados en la evaluación paleoambiental del perfil Terra Australis.....	167
45. Principales taxa polínicos y fúngicos utilizados en la evaluación paleoambiental del perfil La Correntina.....	168
46. Frecuencias relativas (%) de <i>Nothofagus</i> durante el Tardiglacial-Holoceno de los depósitos continentales ubicados en la Isla Grande de Tierra del Fuego.....	169
47. Ubicación de los registros polínicos fósiles de Sur de Patagonia y Archipiélago Fueguino utilizados en la correlación paleoambiental y paleoclimática.....	182
48. Correlación paleoambiental y paleoclimática durante el Pleistoceno tardío-Holoceno de los depósitos continentales ubicados en el Sur de Patagonia y Archipiélago Fueguino.....	183

Tablas

1. Latitud, longitud, altitud, vegetación y ambiente de los sitios muestreados.....	49
2. Dataciones radiocarbónicas y edades calibradas del perfil La Correntina.....	50
3. Dataciones radiocarbónicas y edades calibradas del perfil Terra Australis.....	50
4. Composición química del nivel de tefra HLC1, turbera la Correntina.....	51
5. Composición química del nivel de tefra HLC2, turbera la Correntina.....	52
6. Composición química del nivel de tefra HTA2, turbera Terra Australis.....	52
7. Asociación polínica y fúngica en las diferentes unidades de vegetación de Isla Grande de Tierra del Fuego.....	94
8. Variedad taxonómica de los restos fúngicos identificados en las diferentes unidades de vegetación de Isla Grande de Tierra del Fuego.....	95
9. Registros de los niveles de tefra pleistocénicas procedentes del Volcán Hudson.....	120
10. Registros del nivel de tefra H1 (Stern, 2008) procedente de la erupción del Volcán Hudson del Holoceno medio en la Isla Grande de Tierra del Fuego.....	121
11. Asociaciones polínicas y fúngicas, paleocomunidades vegetales y condiciones paleoclimáticas de las diferentes subzonas palinológicas identificadas en la sección fósil de la turbera La Correntina.....	122
12. Asociaciones polínicas y fúngicas, paleocomunidades vegetales y condiciones paleoclimáticas de las diferentes zonas y subzonas palinológicas identificadas en la sección fósil de la turbera Terra Australis.....	143
13. Evolución del paisaje glaciar en la cuenca del Lago Fagnano.....	170

Láminas

1. <i>Glomus</i> sp.....	75
2. Tipo- <i>Valsaria</i> , <i>Byssothecium circinans</i> , <i>Gaeumannomyces</i> sp.....	76
3. cf. <i>Microthyrium fagi</i> , <i>Trichothyrites</i> sp., Ascoma indet. 1 y Ascoma indet. 2.....	77
4. Tipo- <i>Sporormiella</i> , <i>Gelasinospora</i> sp., Tipo-Sordaria, <i>Sphaerodes</i> sp., Tipo-Xylariales, <i>Anthostomella</i> cf. <i>fuegiana</i> , cf. Xylariaceae/Sordariaceae/Coniochaetaceae (<i>fide</i> Gelorini <i>et al.</i> , 2011).....	78
5. <i>Alternaria</i> sp. A, <i>Alternaria</i> sp. B, <i>Alternaria</i> sp. C, <i>Alternaria</i> sp. D, <i>Dictyosporium</i> sp., <i>Spegazzinia tessartha</i> , fragmento de conidio helicospórico indet. 1, <i>Endophragmia</i> sp., <i>Sporidesmium</i> sp., cf. <i>Sporidesmium</i> sp., <i>Arthrinium puccinioides</i> , <i>Tetraploa aristata</i>	79
6. Tipo-Uredinales, Tipo A , Tipo B, Tipo C, Tipo D, Tipo E, Tipo F, Tipo G, Tipo H, Tipo I, Tipo 364 (<i>fide</i> Hooghiemstra, 1984), Tipo 370 (<i>fide</i> Hooghiemstra, 1984), Tipo 810 cf. <i>Byssothecium alpestre</i> (<i>fide</i> Mauquoy <i>et al.</i> , 2004), espora multiseptada no identificada.....	80

1. INTRODUCCIÓN

Entre las distintas herramientas que nos proporciona la naturaleza, los llamados archivos naturales de la historia del planeta se han destacado por su enorme potencial para proporcionar información, que puede ser interpretada en términos de evolución paleoambiental.

Las turberas en particular, son ambientes altamente especializados, de origen enteramente vegetal, creados por el crecimiento continuo de las plantas que conforman su superficie y la acumulación de sus restos en forma de turba durante milenios. Estos ecosistemas juegan un importante papel en la biósfera, ya que interactúan con procesos fundamentales para el mantenimiento de la vida, están envueltos con especial protagonismo en los ciclos globales biogeoquímicos, hidrológicos y de calidad de sistemas dulceacuícolas superficiales, y son hábitats de muchas especies de plantas y animales característicos.

Los turbales han permanecido como los últimos ambientes silvestres en muchas zonas del mundo. Las turberas de la Isla Grande de Tierra del Fuego son únicas por su naturaleza florística, hidrológica y ecológica. Estos ambientes constituyen, desde el punto de vista paleoambiental, registros de información excepcionales para el extremo meridional de América del Sur (Rabassa, 2000).

Las turberas funcionan como verdaderos bancos de datos, acumulando sedimentos en sus capas y registrando información vinculada a las condiciones ambientales, ecológicas y climáticas reinantes en la región circundante (Rabassa, 2000).

Los estudios palinológicos del Cuaternario tardío, particularmente del Pleistoceno tardío-Holoceno brindan importante información relacionada con la variabilidad del medio ambiente y del clima en el pasado. El análisis polínico de los registros fósiles provee las evidencias necesarias para reconstruir las comunidades vegetales de una región y a partir de éstos inferir los cambios en las comunidades vegetales a diferentes escalas espaciales y

temporales en respuesta a las variaciones ambientales y climáticas. La reconstrucción de las comunidades vegetales del pasado a partir del registro fósil constituye un paso esencial para la reconstrucción de los paleoecosistemas.

Para detectar los patrones de cambio biótico en diferentes escalas temporales y espaciales, e interpretarlos, es necesario estudiar los patrones y procesos actuales, ya que la reconstrucción del ecosistema requiere conocimiento acerca de los requerimientos y tolerancias de las especies y de la dinámica de las poblaciones y de las comunidades involucradas. Una de las principales aproximaciones metodológicas para la reconstrucción de un ecosistema del pasado es la utilización de análogos modernos obtenidos a partir de ambientes conocidos y su comparación con las asociaciones fósiles (Birks y Birks, 1980).

Especial interés reviste el estudio de los microfósiles fúngicos, dado que los mismos brindan valiosa información sobre climas, condiciones del suelo, hidrología, vegetación e incendios en el pasado, contribuyendo a la reconstrucción de los paleohábitats. El material fúngico que suele encontrarse en las muestras palinológicas comprende restos de micelio, distintos tipos de esporas, cuerpos reproductivos o fragmentos de ellos e hifopodios. Sólo algunos grupos taxonómicos son hallados en el registro fósil y el grado de preservación depende principalmente de las características de las paredes celulares. En general, se conservan aquellas esporas de hongos que poseen pared gruesa y/o melanizada. La mayoría de las esporas pequeñas, de paredes delgadas y hialinas, reconocidas en los estudios aeromicológicos, raramente se fosilizan (van Geel, 2001). Diversos estudios sobre microfósiles fúngicos han demostrado que las esporas que se registran en un ambiente son, en la mayoría de los casos, estrictamente de ocurrencia local (van Geel y Aptroot, 2006). Ellas se fosilizan cerca del lugar donde fueron producidas o bien son depositadas a corta distancia del sitio de esporulación (Medeanic y Silva, 2010).

La integración de los diferentes indicadores paleoclimáticos con distintas resoluciones temporales y espaciales constituye una poderosa herramienta para la comprensión de los procesos que intervienen en el cambio climático global. Para ello será necesario comprender las respuestas de los sistemas ambientales al cambio climático a nivel regional, como así también los enlaces que se establecen entre las diferentes regiones y sistemas.

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo general

-Contribuir al conocimiento de las condiciones ambientales y climáticas ocurridas durante el Pleistoceno tardío y Holoceno en ambientes continentales subantárticos en el sector central de la Isla Grande de Tierra del Fuego.

1.1.2. Objetivos específicos

-Reconocimiento de las asociaciones microflorísticas preservadas en sedimentos provenientes de depósitos de turba.

-Estudio cuali-cuantitativo del material palinológico.

-Descripción morfológica y ubicación sistemática de las esporas y otros remanentes de hongos.

-Comparación de las asociaciones palinológicas fósiles con las asociaciones palinológicas actuales.

-Reconstrucción paleoambiental y paleoclimática a partir del análisis palinológico.

-Evaluación del impacto climático en los ecosistemas del pasado durante el lapso estudiado.

-Correlación cronoestratigráfica con palinozonas establecidas por datos palinológicos provenientes de otros registros fósiles ya estudiados en el sur de Patagonia (Heusser, 1995b; Haberzettl *et al.*, 2007; Villa-Martínez y Moreno, 2007; Wille *et. al.*, 2007; Mancini, 2009;

Moreno *et al.*, 2009) y en el Archipiélago Fueguino (Heusser, 1989a, 1993, 1998, 2003; Borromei, 1995; Quattrocchio y Borromei, 1998; Borromei *et al.*, 2007; Borromei y Quattrocchio, 2008; Ponce *et al.*, 2011a; Fontana y Bennett, 2012; entre otros) para establecer la cronología regional de eventos paleoclimáticos en el extremo sur de Sudamérica durante el Pleistoceno tardío y Holoceno.

1.2. Antecedentes

En los últimos años, la mayoría de los estudios palinológicos del Cuaternario tardío en la Isla Grande de Tierra del Fuego han sido realizados principalmente en el sector sur en depósitos de turba y en afloramientos de niveles turba fósil ubicados en las tierras bajas a lo largo de Canal Beagle por Heusser (1989a, 1995a, 1998, 2003), Heusser y Rabassa (1987) Markgraf (1991a, 1991b, 1993) y Markgraf y Huber (2010). En los valles tributarios interiores de los Andes Fueguinos por Borromei (1995), Quattrocchio y Borromei (1998), Mauquoy *et al.* (2004), Borromei *et al.* (2007, 2010), Borromei y Quattrocchio (2008). Sobre depósitos marinos, Borromei y Quattrocchio (2001, 2007), Candel *et al.* (2009, 2011), Candel (2010), Markgraf y Huber (2010) y en sedimentos fluviales, Grill *et al.* (2002).

Los estudios palinológicos en el centro y norte de Tierra del Fuego han sido realizados por Auer (1958), Markgraf (1980, 1983), Heusser (1993, 2003), Heusser y Rabassa (1995), Burry *et al.* (2006, 2007) y Burry y Trivi de Mandri (2011).

Hay escasos estudios palinológicos que den cuenta de la relación que existe entre la producción-dispersión-depositación del polen y la distribución de la vegetación en la Isla Grande de Tierra del Fuego. Heusser (1989a) incluyó los resultados de un muestreo de polen de superficie para la interpretación de un registro fósil de Caleta Róbalo en la Isla Navarino, Chile. Por su parte, D'Antoni y Spanner (1993) propusieron un método de calibración de los registros polínicos actuales en términos de datos de sensores remotos en el sur de la

Patagonia, que les permitió construir modelos paleoecológicos. Trivi de Mandri *et al.* (2006) realizaron una descripción cuantitativa de la lluvia polínica a lo largo de una transecta desde el sudoeste al noreste de Tierra del Fuego, basada en un análisis multivariado de clasificación y ordenación.

Varios han sido los estudios geológicos y geomorfológicos realizados en el sector central de Tierra del Fuego, pudiéndose mencionar entre otros: Meglioli (1992), Bujalesky *et al.* (1997), Coronato *et al.* (2002, 2005, 2006a, 2009), Waldmann *et al.* (2008, 2010a, 2010b, 2011), Moy *et al.* (2011).

Las contribuciones relativas a los registros fúngicos precuaternarios son escasas. El análisis de los palinomorfos de origen fúngico de la formación Cullén de edad Mioceno (noreste de Tierra del Fuego) ha sido realizado por García Massini *et al.* (2004). También se han efectuado estudios en depósitos cenozoicos (Oligoceno tardío- Mioceno temprano) de la Plataforma Continental Argentina en el ámbito de la cuenca Austral (Palamarczuk y Barreda, 2000). Los estudios sobre los microfósiles fúngicos en turberas del Cuaternario también son escasos. Mauquoy *et al.* (2004) realizaron el estudio de una turbera holocena ubicada en un valle interior a partir de su contenido en microfósiles fúngicos, testate amebae y macrorrestos vegetales. Borromei *et al.* (2010) analizaron el contenido polínico y los palinomorfos no polínicos (esporas de hongos, algas, oocytes de invertebrados) de una turbera holocena ubicada en un valle glacial de altura. Paredes *et al.* (2010) han caracterizado la comunidad fúngica actual asociada a turberas compactas de *Astelia-Donatia* de Tierra del Fuego. Más recientemente se han estudiado los restos fúngicos y contenido polínico en muestras de superficie de Tierra del Fuego (Musotto *et al.*, 2012).

2. ÁREA DE ESTUDIO

2.1. Ubicación Geográfica

El Lago Fagnano (llamado Lago Kami por los nativos) está ubicado en el centro de la Isla Grande de Tierra del Fuego. Se sitúa entre los paralelos $54^{\circ} 26'$ y $54^{\circ} 37'$ de latitud Sur y los meridianos $66^{\circ} 42'$ y $68^{\circ} 35'$ de longitud Oeste (altitud: 26 m s.n.m). Es un lago de origen glacial que ocupa una artesa producto de la erosión glacial reiterada a lo largo del Pleistoceno. La cuenca se extiende por más de 110 km. El ancho varía entre 2,8 y 9,8 km. El área total del lago es de 609 km^2 . Las profundidades máximas alcanzan valores de 200 m en la costa norte cercana al extremo oriental del lago. Las áreas someras, de unos 30 m de profundidad, se encuentran en el centro del lago y en cercanías a la costa este (Coronato *et al.*, 2009).

El principal tributario del Lago Fagnano por la margen norte es el Río Claro, cuyas nacientes se encuentran en la Sierra de Beauvoir. Su desembocadura se encuentra en el sector de máximo desarrollo transversal del lago. Existe un número importante de tributarios menores procedentes de valles transversales (dirección N-S), casi todos sin denominación, por cuanto se trata de territorio despoblado e inaccesible por vía terrestre. En la margen sur del lago desembocan los ríos Milna, Tuerto, Valdéz, Turbio y Bombilla. El emisario es el Río Azopardo, que drena hacia el seno de Almirantazgo, en el Estrecho de Magallanes (Fig. 1).

El origen y evolución de la cuenca lacustre representa una combinación de procesos glaciales y tectónicos (Waldmann *et al.*, 2011). La región fue una de las áreas englazadas más extensas del extremo sur de Sudamérica debido a la proximidad del manto de hielo de montaña ubicado en la Cordillera Darwin (Andes Fueguinos; 2000 m s.n.m., $55^{\circ} \text{ S} - 69^{\circ} \text{ O}$) desde donde se conformó una red de glaciares que cubrían la región (Coronato *et al.*, 2009). Este cuerpo de hielo se podría definir como un glaciar de descarga, alimentado en sus tramos superior y medio por glaciares alpinos menores, y como un glaciar pedemontano en su parte

inferior. Este comportamiento diferencial del hielo en las diferentes secciones promovió la formación de un paisaje glacial mixto, tanto de ambientes de montaña como de tierras bajas, un fenómeno poco frecuente en el Archipiélago Fueguino (Coronato *et al.*, 2009).

Durante el Último Máximo Glacial (UMG, ca. 25 ka A.P.; Coronato *et al.*, 2009) el Glaciar Fagnano proveniente del manto de hielo de la Cordillera Darwin fluyó hacia el E, alcanzando una longitud total de 132 km, con una potencia de al menos 500 m en el centro del mismo. Algunos lóbulos de disfluencia se habrían separado de la masa de hielo principal, formando los lagos Yehuín y Chepelmut en el norte y el Lago Escondido en el sur (Coronato *et al.*, 2002). Estudios geomorfológicos indican que la máxima expansión del paleoglaciar se habría localizado a los 66° 45' O. Las morenas frontales ubicadas en los valles Fuego, Ewan y San Pablo indican que éstos cuerpos de hielo se habrían formado a partir la masa de hielo principal del Glaciar Fagnano, fluyendo hacia el N y NE (Coronato *et al.*, 2009).

No hay datos cronológicos precisos del inicio de la deglaciación en el área. Sin embargo, las edades basales de las turberas San Pablo 1 y La Correntina, ubicadas en cercanías a la posición más oriental del paleoglaciar Fagnano, indican un rango de edad mínima para el retroceso del hielo entre los 12.210 años C¹⁴ A.P. (13.830 años cal A.P.) y los 12.775 años C¹⁴ A.P. (15.642 años cal A.P.) respectivamente (Coronato *et al.*, 2002, 2009; Musotto, esta Tesis).

2.2. Geología y Geomorfología

El Lago Fagnano se extiende sobre la falla de Magallanes, de tipo transcurrente, que separa las placas litológicas Sudamericana y de Scotia. Esta línea de contacto presenta una orientación general este-oeste y alcanza el litoral atlántico afectando las cuencas superiores de los ríos San Pablo, Láinez e Irigoyen. La tasa de desplazamiento lateral izquierdo se ha calculado en 5-6 mm.a¹ a lo largo de este límite activo de placas (Smalley *et al.*, 2003).

La falla geológica, y la depresión que ocupa el Lago Fagnano, separan cordones montañosos de distinta litología, estructura y edad. Por el sur, se emplazan las Sierras de Lucio López, continuación oriental de las Sierras de Alvear que forman la costa sur del Lago Fagnano. Se trata de rocas volcánicas ácidas y piroclásticas que corresponden a la Formación Lemaire del Jurásico tardío (Borrello, 1969).

A lo largo de la costa norte, en las Sierras de Beauvoir y hacia el este del Lago Fagnano, se emplaza la Formación Beauvoir (Camacho, 1967; Fig. 1B), de edad Albiano-Cenomaniano. Estas rocas están constituidas, en orden decreciente de representatividad, por fangolita, pelita y toba de colores oscuros entre gris, gris verdoso y castaño oscuro a negro. Algunos sectores poseen alternancia rítmica de capas más delgadas de arenisca fina a muy fina y fangolita (Martinioni, 2010). La Sierra de las Pinturas (600 m s.n.m.) y sus estribaciones orientales de menor cota forman serranías continuas y cerros aislados, conformadas por sedimentos marinos del Paleoceno asignables al Grupo Río Claro (Olivero *et al.*, 2007; Olivero y Malumián, 2008).

Entre ambos lineamientos se desarrolla una zona central deprimida, ocupada en parte por el Lago Fagnano y hacia el este, por depósitos glaciogénicos de variado tipo, entre los 30 y 250 m s.n.m. sobre los que se ha impuesto el modelado fluvial y de ladera desde tiempos post-glaciales. El sustrato rocoso raramente está expuesto dado que los depósitos glaciales del Cuaternario y las turberas constituyen los componentes principales del paisaje fueguino.

El efecto modelador del englazamiento y la tectónica cuaternaria forzó el drenaje del Río Turbio y del Lago Fagnano hacia el Océano Pacífico, mientras que el área restante drena hacia el Océano Atlántico a través de las cuencas de los ríos Ewan, San Pablo y Láinez (Coronato *et al.*, 2002).

2.3. Localidades estudiadas

Las tareas de campo en el área del Lago Fagnano se realizaron en una campaña llevada a cabo durante el mes de marzo de 2008. En la misma se contó con el apoyo logístico del Laboratorio de Geomorfología y Cuaternario del CADIC (Centro Austral de Investigaciones Científicas, CONICET) en Ushuaia. Se realizaron muestreos palinológicos en dos turberas (Terra Australis y La Correntina) ubicadas en el sector sur y este del Lago Fagnano (Fig. 1B).

Además, se obtuvieron muestras actuales de superficie de los distintos ambientes de la región: el bosque subantártico, la zona de transición bosque-estepa y la estepa, para la elaboración de análogos modernos.

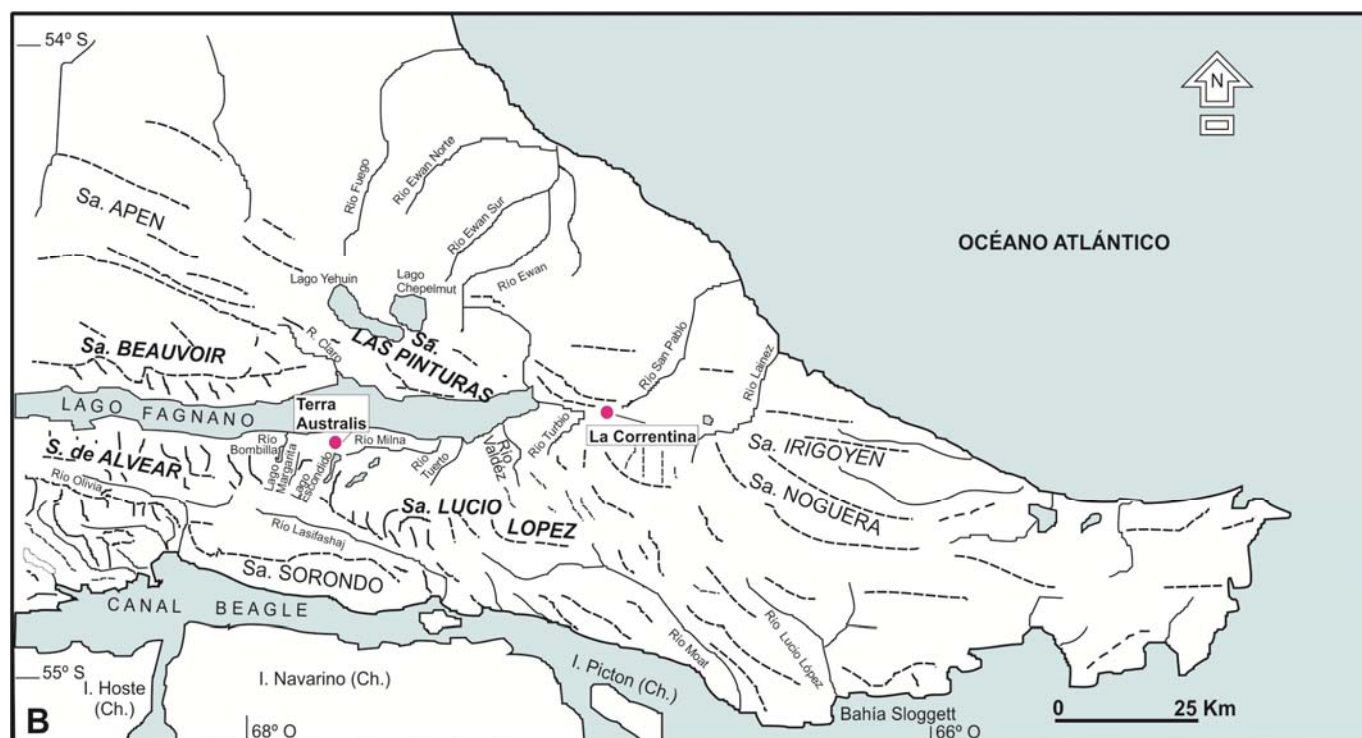
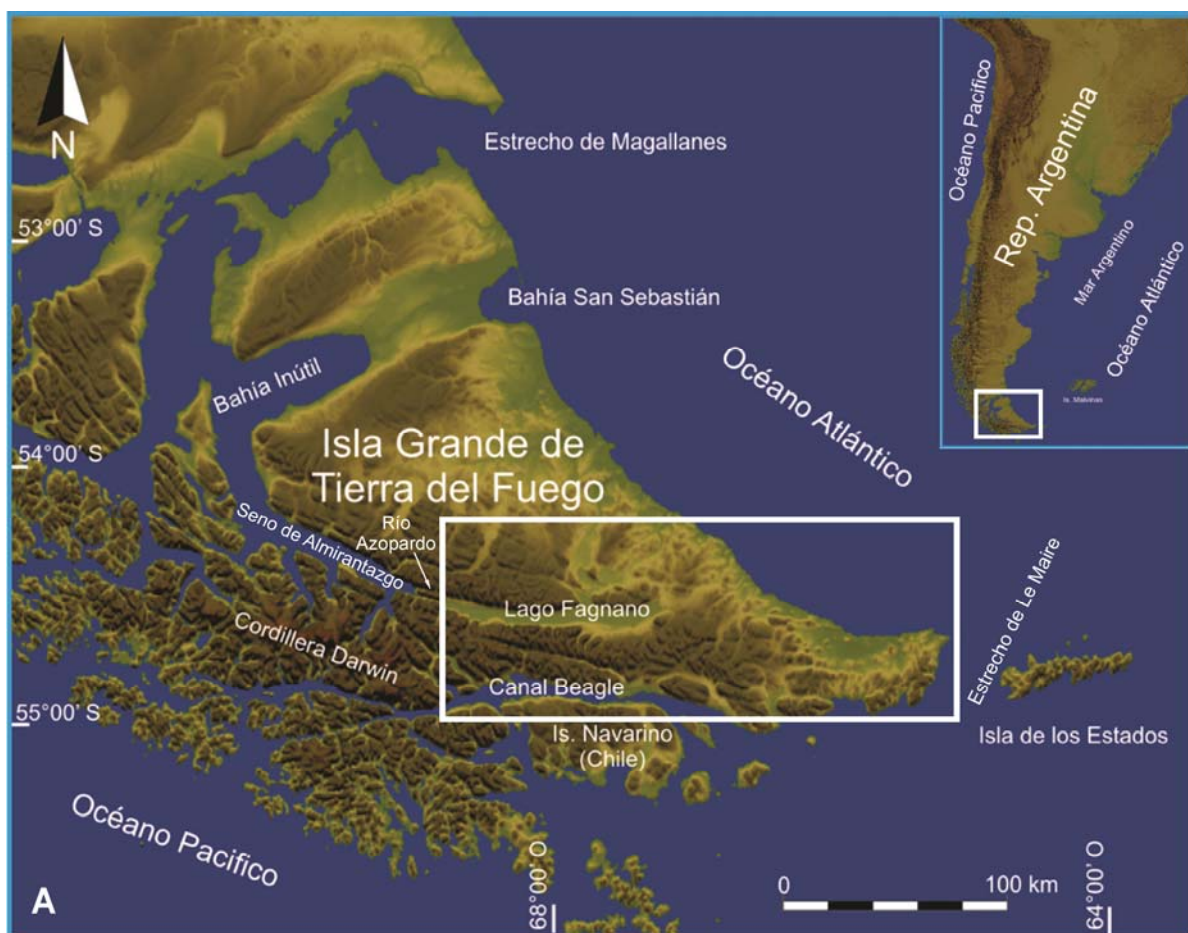


Figura 1. A: Ubicación del área de estudio. B: Ubicación de localidades fósiles estudiadas. Modificado de Coronato *et al.* (2009).

3. CLIMA

Isla Grande de Tierra del Fuego está ubicada entre el flanco sur de la celda de alta presión semi-permanente subtropical, cuya influencia directa se extiende hasta alrededor de los 40° S a lo largo del año, y el centro de baja presión subpolar que se desarrolla aproximadamente a los 60° S. Durante el invierno, el anticiclón del Pacífico Sur se centra aproximadamente en la intersección del Trópico de Capricornio con el meridiano 100° O, lo que determina el desplazamiento hacia el norte de los centros de bajas presiones del sector Pacífico del Océano Antártico. El Frente Polar del Pacífico Sur también se desplaza hacia el norte, situándose a aproximadamente los 41° S. Algo semejante ocurre con el Frente Polar del Atlántico Sur, que se desplaza hasta algo al sur de los 30° S. De esta manera, ambas costas patagónicas quedan afectadas por masas de aire polar, registrándose bajas temperaturas, altas humedades relativas, vientos débiles y frecuentes nevadas. Durante el verano, el Frente Polar del Pacífico Sur se establece a los 50° S, mientras que el del Atlántico Sur forma un amplio arco desde los 60° S 10° O hasta los 40° S. Así, toda la Patagonia austral queda situada en el borde de discontinuidad, representado por los Frentes Polares, por lo que en esta estación se originan vientos de gran fuerza e intensidad entre los 45° - 55° S (Pisano, 1977; Garreau *et al.*, 2009).

Los vientos dominantes proceden del Oeste, es decir provienen de las regiones cálidas o templadas del Pacífico Sur, en consecuencia, al llegar a las costas chilenas vienen cargados de humedad, la que es depositada en forma de fuertes y frecuentes precipitaciones, y al continuar su curso hacia el Este, más allá de la cadena andina, pierden gran parte de su humedad y se transforman en vientos secos sobre el lado Atlántico (Pisano, 1977). El promedio anual de la velocidad del viento en el oeste y sudoeste de Tierra del Fuego es de 12 ms^{-1} , con una máxima que excede los 30 ms^{-1} todo el mes. A sotavento de la cordillera, el efecto de reparo reduce la

velocidad media del viento a alrededor de $4-6 \text{ ms}^{-1}$ (ej: la ciudad de Punta Arenas, Chile). Este efecto decrece con el aumento de la distancia a la cordillera. En la costa patagónica, la velocidad del viento se extiende a un promedio de 8 ms^{-1} .

Los vientos del oeste que entran a la región desde el oeste-sudoeste, ejercen una pronunciada tendencia oceánica en invierno a lo largo de toda la costa del Océano Pacífico. Se desconocen cubiertas de hielo continuo en el Canal Beagle. La influencia oceánica directa penetra desde el este a lo largo del Estrecho de Magallanes, separando dos “núcleos fríos”, que se ubican en el sur de la Patagonia y en el interior de Tierra del Fuego (Tuhkanen, 1992).

La influencia del Océano Pacífico es más evidente en las temperaturas de invierno. Se observa una notable diferencia entre las temperaturas de la costa este y oeste de Tierra del Fuego. El promedio de temperaturas en la costa Pacífica refleja la temperatura del océano, que es de 4° C en invierno y primavera. Toda el área de la costa presenta temperaturas promedio por encima del punto de congelamiento en los meses más fríos. En los sectores más internos de la isla, probablemente no muy alejados de la costa, la temperatura promedio durante el invierno se encuentra por debajo del punto de congelamiento en las tierras bajas. Los gradientes de temperatura alrededor de los “centros fríos” son relativamente marcados, pero no son evidentes los gradientes en dirección norte-sur (Tuhkanen, 1992).

Las condiciones de temperatura durante el verano muestran una leve influencia continental desde el norte. El sector sudoeste del Archipiélago Fueguino registra los veranos más fríos ($8-9^\circ \text{ C}$), reflejando la temperatura del océano, que en verano es de 7° C . La temperatura promedio de los meses más cálidos del año muestra un claro gradiente de oeste a este a lo largo del gradiente oceánico y también de norte a sur, que coincide parcialmente con el gradiente oceánico (Tuhkanen, 1992).

Con respecto al gradiente térmico vertical, estudios realizados por Iturraspe *et al.* (1989) indican valores entre $0.43-0.7^\circ \text{ C}$ cada 100 m en julio y diciembre, respectivamente, y una

media anual de $0,55\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot 100\text{ m}^{-1}$ para la región; estos gradientes determinan una temperatura promedio por debajo del punto de congelamiento durante el invierno.

Las precipitaciones se distribuyen de una manera homogénea en todas las estaciones del año y muestran un marcado gradiente de dirección oeste-este, con una precipitación media anual que supera valores de 3000 mm en las islas chilenas más occidentales, desciende a 500 mm en el centro de la Isla Grande, hasta alcanzar valores menores de 200 mm a lo largo de la costa Atlántica (Tuhkanen *et al.*, 1989–1990; Tuhkanen, 1992; Schneider *et al.*, 2003).

4. VEGETACIÓN

La distribución y composición de las comunidades vegetales en Tierra del Fuego coinciden, en términos generales, con gradientes climáticos y topográficos. Los parámetros que controlan esta distribución son la temperatura, precipitación, vientos y en menor medida la topografía y los suelos (Heusser, 2003).

Según Cabrera (1971), en Tierra del Fuego se encuentran representados dos dominios fitogeográficos: el Dominio Andino-Patagónico y el Dominio Subantártico.

Se han reconocido cinco provincias bióticas o zonas de vegetación en la Isla Grande de Tierra del Fuego, incluyendo en ellas al Desierto Andino, que aunque principalmente desvegetado, se agrega por presentar condiciones ambientales que determinan su carácter de desierto montano frío (Pisano, 1977; Moore, 1983). Estas provincias y sus características se describen a continuación:

Estepa Patagónica

La Estepa Patagónica se extiende hasta el sur de la ciudad de Río Grande, donde comienzan los bosques de *Nothofagus* (Cabrera, 1971). Algunos autores subrayan su gran originalidad, por ser la única representación de una estepa temperada fría en Sudamérica (Collantes *et al.*, 1999). Las temperaturas medias estivales en las regiones costeras sobrepasan apenas los 10 °C y en el interior no llegan a alcanzar este valor. Las precipitaciones oscilan entre 200 y 400 mm anuales (Pisano, 1977). La fisonomía de la comunidad es graminoide duriherbosa, donde *Festuca gracillima* es el componente más importante. En áreas más húmedas, suelen adquirir importancia *Alopecurus magellanicus*, *Deschampsia antarctica* y *Phleum alpinum*. También en el estrato superior o llegando a él con sus inflorescencias y asociándose con las gramíneas mencionadas, se encuentran comúnmente *Armeria maritima*,

Calceolaria uniflora, *Luzula alopecurus*, *Phaiophleps biflorus* y *Sisyrinchium patagonicum*.

En el estrato inferior se manifiesta la mayor riqueza y variabilidad de especies tales como *Acaena pinnatifida*, *Cerastium arvense*, *Draba magellanica*, *Erigeron miosotis*, *Leucheria hahni*, *Senecio magellanicus*, *Silene magellanica*, *Taraxacum gilliesii*, *Vicia bijuga* y *Viola maculata* (Pisano, 1977). En las expresiones más áridas estas comunidades son parcial o totalmente reemplazadas por *Festuca pyrogea*, *Phacelia segunda* y *Valeriana carnosa*.

Las manifestaciones típicamente méxicas de la pradera de *Festuca gracillima* se extienden por valles o cursos de agua, y en depresiones del sustrato relacionadas con procesos glaciales, en las cuales se presenta un horizonte impermeable (arcilloso) a poca profundidad bajo la superficie del suelo. En los sectores más lluviosos, este horizonte determina limitaciones en el drenaje por percolación, aunque puede existir un lento escurrimiento horizontal que impide la acumulación de sales en el suelo, y surge así una napa freática de agua dulce subsuperficial o incluso que aflora sobre la superficie del suelo, dando origen a suelos hidromórficos del tipo “mallín semi-turboso” con alta concentración de materia orgánica que forman un humus no saturado y de alta acidez que tiende a disminuir con la profundidad (Pisano, 1977). En estas condiciones se desarrollan comunidades herbáceas hidrofíticas y pratiformes formadas por gramíneas y ciperáceas densamente cespitosas, entre ellas *Alopecurus magellanicus*, *Carex acaulis*, *C. curta*, *C. darwinii*, *Deschampsia antarctica*, *D. kingii*, *Hierochloë redolens* y *Hordeum comosum*. Entre las especies no gramíneas se encuentran *Acaena magellanica*, *Anagallis alternifolia*, *Azorella caespitosa*, *Blechnum penna-marina*, *Caltha sagittata*, *Gentianella magellanica*, *Juncus scheuchzerioides* y *Pratia longiflora*, mientras que *Gunnera magellanica* y *Samolus spathulatus* llegan a tener importancia local (Moore, 1983). En los sitios más elevados sobre la napa freática, pueden desarrollarse arbustos más o menos aislados (Pisano, 1977).

Un complejo de comunidades higrófitas halofíticas se distribuye principalmente en depresiones sin drenaje, en las cuales falta el lento escurrimiento horizontal o bien la evaporación es superior al aporte de agua recibido durante los períodos lluviosos, concentrándose las sales en la solución del suelo. En estos suelos salitrosos dominan especies como *Puccinellia magellanica* y *P. biflora*, acompañadas por *Arjona pusilla*, *Chenopodium antarcticum*, *Myosurus patagonicus*, *Plantago barbata*, *Salicornia ambigua* y *Suaeda argentinensis* (Pisano, 1977; Moore, 1983).

En áreas de dunas costeras o territorios arenosos interiores se presenta un matorral relativamente denso formado por *Lepidophyllum cupressiforme*. Fisionómicamente es una comunidad triestratificada, con un estrato arbustivo frecuentemente denso que alcanza entre 0,50 a 1,40 m de altura, el cual puede estar acompañado por *Berberis buxifolia* y *Senecio patagonicus*, mientras que los estratos inferiores incluyen especies como *Acaena pinnatifida*, *Berberis empetrifolia*, *Boopis australis*, *Descurainia antarctica*, *Jaborosa magellanica*, *Oxalis enneaphylla*, *Phacelia secunda* y *Valeriana carnosa*, componentes comunes de las expresiones más áridas de la estepa de *Festuca gracillima*. Un elemento de reciente introducción que se encuentra ampliamente distribuido como fijador de dunas y que ha desplazado en gran parte a las gramíneas nativas es *Leymus arenarius* (Pisano, 1977; Moore, 1983).

La asociación arbustiva de *Chiliodrichum diffusum* se manifiesta en áreas con precipitaciones anuales del orden de los 350 mm. Es así como ocupa un área ecotonal entre la estepa y el bosque decíduo, pero presentando mayores afinidades florísticas con la primera. Su fisonomía es la de un matorral mesófito sempervirente y relativamente denso (Pisano, 1977). Además de especies típicas de las manifestaciones méxicas de la pradera de *Festuca gracillima*, el matorral de *Chiliodrichum* contiene especies características de las márgenes del bosque, entre ellas *Acaena ovalifolia*, *Adenocaulon chilense*, *Anemone multifida*, *Aster vahlii*,

Baccharis patagonica, *Calceolaria biflora*, *Cotula scariosa*, *Schizeilema ranunculus* y *Viola magellanica* (Moore, 1983).

Los murtillares o brezales de *Empetrum rubrum* se desarrollan sobre sustratos de bajo pH, carentes de un horizonte impermeable (arcilloso) subsuperficial, o si éste existe se encuentra a gran profundidad, lo que determina un activo drenaje por percolación que se manifiesta en marcadas condiciones de aridez (Pisano, 1977). Las especies acompañantes generalmente son *Arjona patagonica*, *Armeria maritima*, *Azorella caespitosa*, *Baccharis magellanica*, *Colobanthus subulatus*, *Luzula chilensis*, *Nassauvia darwinni*, *Oxalis enneaphylla*, *Poa alopecurus* y *Perezia recurvata* (Moore, 1983).

Nardophyllum bryoides aparece como componente minoritario del brezal de *Empetrum rubrum* y del matorral de *Lepidophyllum cupressiforme*, aunque muestra una dominancia local en algunas gravas costeras del noroeste de Isla Grande de Tierra del Fuego (Moore, 1983).

Bosque Magallánico Deciduo

El contacto de la Estepa Patagónica con el Bosque Caducifolio se produce a través de un ecotono, con un promedio anual de precipitaciones de 400-500 mm. Los bosques que dominan en esta zona están formados mayoritariamente por *Nothofagus antarctica*, con alguna inclusión menor de *Nothofagus pumilio*. Los bosques se ubican en las áreas más elevadas del terreno, en suelos desarrollados en las colinas de rocas terciarias que retienen el agua subterránea; mientras que la vegetación herbácea se desarrolla en las zonas bajas, con suelos compuestos por gravas y arenas glaciofluviales ultra-permeables donde el agua no se retiene. Esta distribución genera un mosaico de isletas boscosas y praderas (Allué *et al.*, 2010). Las comunidades de *N. antarctica* incluyen especies tales como *Berberis buxifolia*, *Chilotrimum diffusum*, *Embothrium coccineum*, *Galium aparine*, *Luzula alopecurus*,

Osmorhiza chilensis, *O. depauperata* y *Ranunculus peduncularis*. *Anemone multifida* y *Vicia magellanica* se observan en los lugares más secos, mientras que *Pratia repens* y *Uncinia lechleriana* aparecen en áreas más húmedas.

Asociado con *Nothofagus antarctica* se desarrolla un matorral arbustivo achaparrado compuesto por *Empetrum rubrum* y *Bolax gummifera*. Esta asociación vegetal muchas veces se presenta en suelos poco profundos y bien drenados, especialmente en los sitios expuestos al pasaje de masas de aire frío. *Abrotanella emarginata*, *Azorella lycopodioides*, *Drapetes muscosus*, *Festuca magellanica*, *Lycopodium magellanicum*, *Myrteola nummularia*, *Nanodea muscosa* y *Pernettya pumila* también acompañan a esta asociación. A menudo se observan praderas mesofíticas en las pendientes bajas.

El Bosque Magallánico Deciduo se extiende en la región central de la isla cuando la precipitación varía entre 400-800 mm anuales. El bosque está representado por *Nothofagus pumilio* y, en menor medida, *Nothofagus antarctica*. Ambas especies crecen hasta un promedio altitudinal de 500-600 m (Heusser, 1989a). Las manifestaciones típicas de esta asociación están representadas por el bosque puro dominado por *Nothofagus pumilio*. En sitios de baja elevación con suelos bien desarrollados y buen drenaje, los árboles de *N. pumilio* pueden alcanzar hasta 35 m de altura. El estrato arbustivo es ralo y discontinuo, encontrándose de preferencia en los sitios en los que la cubierta arbórea es temporalmente menos densa. Su dominante es *Berberis ilicifolia*, que se desarrolla con un aspecto achaparrado y relativamente tupido. *Ribes magellanicum* pocas veces forma matas densas y se encuentra frecuentemente etiolado y exhibiendo bajos valores de vitalidad. El estrato herbáceo presenta una densidad y composición variables, dependiendo de la disponibilidad de luz y competencia hídrica (Pisano, 1977). En áreas húmedas se desarrollan *Cardamine glacialis*, *Chrysosplenium macranthum*, *Gunnera magellanica* y *Senecio acanthifolius*. En lugares con drenaje regular a deficiente son usualmente encontrados *Acaena ovalifolia*,

Cotula scariosa, *Rubus geoides*, *Schizeilema ranunculus* y *Viola magellanica*. En aquellos sitios por encima de los 600 m s.n.m., los árboles de *Nothofagus pumilio* suelen crecer achaparrados, raramente superando los 5 m de altura. Esta condición de crecimiento, denominada “*krummholz*”, se produce principalmente debido a la acción del viento y de la nieve sobre las plantas (Roig, 1998).

En los márgenes y claros del bosque deciduo se observan comunidades arbustivas. Estos arbustales pueden estar compuestos exclusivamente de *Chiliodendron diffusum* o acompañados por *Berberis buxifolia*. En áreas húmedas, particularmente en los márgenes del bosque se desarrollan matorrales de *Pernettya mucronata*.

En las zonas del bosque deciduo de *Nothofagus pumilio* y *N. antarctica* y en menor medida en las del bosque siempreverde de *N. betuloides*, cuando la napa de agua alcanza la superficie, las comunidades dominadas por el musgo *Sphagnum magellanicum* reemplazan al bosque. La absorción de agua por el musgo hace que la comunidad se eleve con respecto al nivel general del suelo y así junto con la incorporación directa de agua por las lluvias esto determina el bajo contenido mineral del agua. Las especies más frecuentemente asociadas son *Empetrum rubrum*, *Carex canescens*, *C. magellanica*, *Gunnera magellanica* y *Marsippospermum grandiflorum*. Turberas dominadas por *Marsippospermum grandiflorum* se observan en el límite norte del bosque deciduo bajo condiciones más secas. Su estrato basal está formado por musgos y hepáticas con crecimiento en cojines.

Bosque Magallánico Perennifolio

Hacia el sur y oeste de Tierra del Fuego las precipitaciones anuales aumentan por encima de 800 mm y *Nothofagus betuloides* es el componente más importante. Inicialmente, *N. betuloides* se asocia con porcentajes variables con *N. pumilio*, llegando a formar Bosques Mixtos (Pisano, 1977; Roig, 1998). Con el aumento de las precipitaciones, se desarrolla el

Bosque Magallánico Perennifolio ocupando la región sur de Tierra del Fuego. Las manifestaciones típicas se encuentran en territorios costeros o a relativamente baja altitud sobre el nivel del mar, raramente sobrepasando los 150- 200 m, con climas caracterizados por precipitaciones anuales que varían entre 900 y 2000 mm, escasa variación térmica e influencia oceánica bien marcada. Su dominante es *Nothofagus betuloides* que generalmente se asocia con una baja proporción de *Drimys winteri*. Aunque es un bosque bajo, raramente sobrepasando los 10 m de altura, los árboles de *N. betuloides* pueden alcanzar una altura de 20-25 m. *Drimys winteri* es de tamaño más pequeño (entre 6-8 m de alto) y forma, así, un estrato arbóreo inferior. En ciertas expresiones de la asociación, desarrolladas en sitios mejor drenados, como por ejemplo en los bordes de los cursos de agua sobre suelos aluviales, se encuentran también escasos individuos de *Maytenus magellanica* y *Embothrium coccineum* como componentes del estrato inferior. El estrato arbustivo se presenta pobre y mal desarrollado, ubicándose preferentemente en lugares donde la cubierta arbórea es más rala. *Lebetanthus myrsinites* es el dominante general, el cual cubre densamente el piso del bosque y frecuentemente trepa alrededor de la base de los troncos. Además están presentes *Berberis ilicifolia*, *Ribes magellanicum*, *Pernettya mucronata*, *Fuchsia magellanica*, *Philesia magellanica*, *Empetrum rubrum* y *Escallonia serrata* (Pisano, 1977). El estrato herbáceo alto se observa en los sitios más claros del bosque, pero con condiciones desfavorables para el desarrollo de una densa cubierta arbustiva, y está compuesto por *Senecio acanthifolius*, *Valeriana lapathifolia* y *Osmorrhiza obtusa*. En el estrato herbáceo inferior abundan pequeñas pteridófitas, hepáticas y musgos.

Siempre se encuentra presente *Misodendrum*, planta parásita de *Nothofagus* que caracteriza las tierras bajas y los bosques de montaña (Heusser, 1989a).

Tundra Magallánica

Esta provincia biótica se extiende a lo largo de la costa oeste de Tierra del Fuego expuesta a los fuertes vientos, con precipitaciones anuales que varían entre 2000 y más de 4000 mm. Es una región sin árboles, con gran desarrollo de pantanos con matorrales dominados por la asociación de *Donatia fascicularis* formando pequeños cojines y *Astelia pumila* constituyendo densos céspedes. También pueden aparecer otras especies pulvinadas y cespitosas como *Bolax caespitosa*, *Caltha dioneifolia*, *Drapetes muscosus*, *Gaimardia australis*, *Oreobolus obtusangulus* y *Phyllachne uliginosa*. *Acaena pumila*, *Drosera uniflora*, *Gunnera lobata*, *Myrteola nummularia* y *Tribeles australis* también acompañan esta asociación como elementos secundarios. En sitios con suelos mejor drenados se encuentran especímenes enanos y frecuentemente postrados de *Berberis ilicifolia*, *Chilotrichum diffusum*, *Embothrium coccineum*, *Empetrum rubrum*, *Escallonia serrata*, *Nothofagus antarctica*, *N. betuloides* y *Philesia magellanica*.

Desierto Andino

Esta provincia se extiende entre el límite altitudinal de *Nothofagus* y la línea de nieve, presentando una fisonomía subdesértica a desértica. Se observan cojines y matas de especies típicas de la zona alpina tales como *Azorella lycopodioides*, *Bolax gummifera*, *Colobanthus subulatus* y *Drapetes muscosus*. Los arbustos enanos como *Empetrum rubrum*, *Pernettya pumila* y *Myrteola nummularia* también están presentes. En sectores abiertos con suelos minerales expuestos aparecen *Nassauvia latissima*, *N. pygmaea*, *Saxifraga magellanica* y *Senecio humifusus*. En áreas húmedas, particularmente a lo largo de los cursos de agua alimentados por el derretimiento de nieve o glaciares en retroceso, se pueden encontrar praderas alpinas. Estas praderas pueden estar compuestas por *Abrotanella linearifolia*, *Caltha appendiculata*, *Plantago barbata*, *Acaena antarctica*, *Ourisia fuegiana*, *Primula magellanica*,

Cardamine glacialis, *Tapeinia obscura* y *Hamadryas magellanica* (Heusser, 2003). Todas estas plantas están sometidas a condiciones extremas en donde el frío juega un importante papel, soportando largos períodos de congelamiento del suelo o viviendo en la capa activa del permafrost a lo que se suma la acción del viento, la cobertura de la nieve, etc. (Roig, 1998).

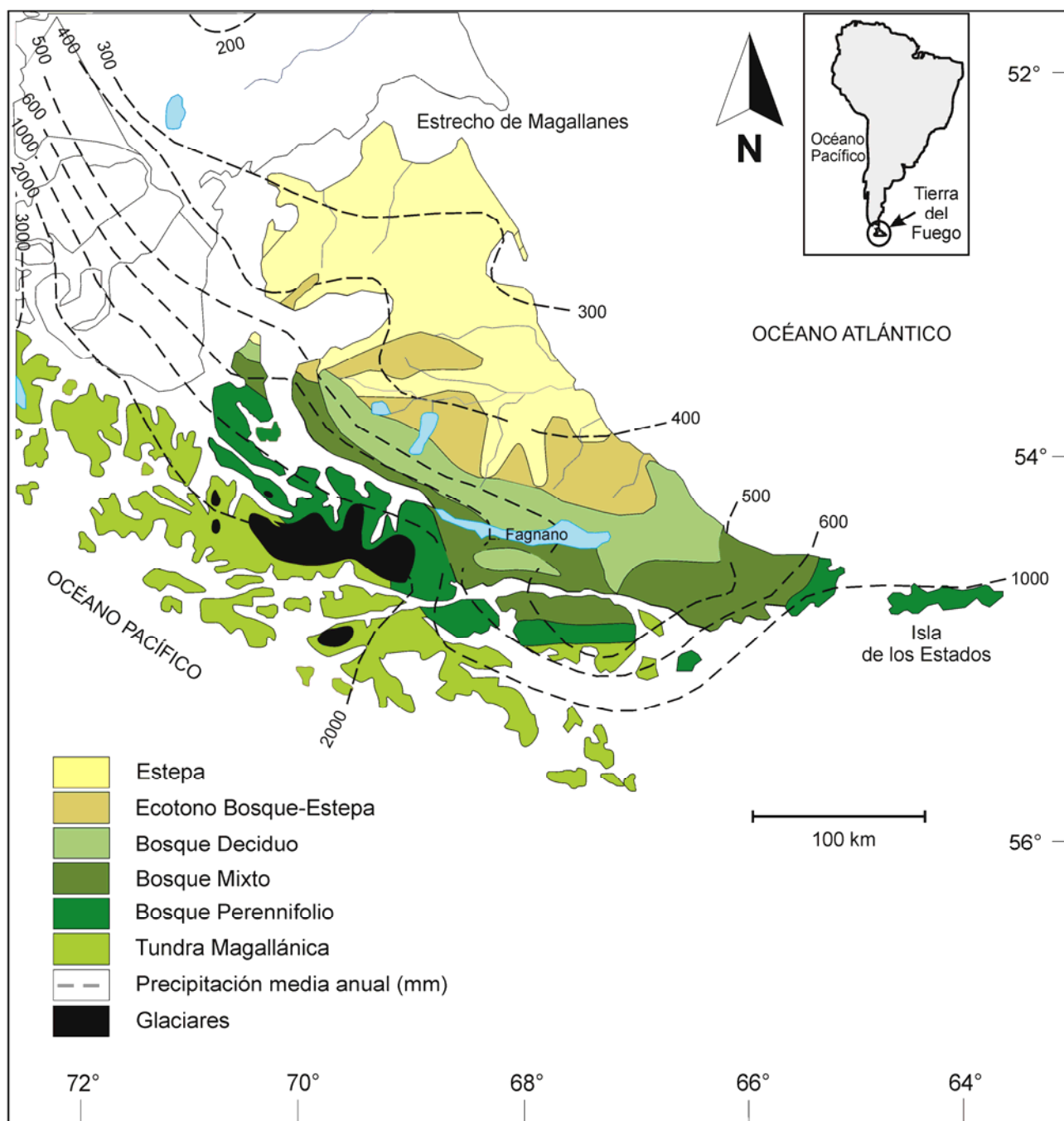


Figura 2. Distribución de las comunidades de vegetación en la Isla Grande de Tierra del Fuego. Modificado de Tuhkanen (1989-1990).

5. MATERIALES Y MÉTODOS

5.1. Muestreo palinológico superficial

El muestreo palinológico de superficie se realizó en distintos ambientes del bosque subantártico, de la zona de transición bosque-estepa y de la estepa de Tierra del Fuego (Fig. 3). Se obtuvieron un total de 14 muestras superficiales (Tabla 1). En la turbera Terra Australis se recolectaron tres muestras. La primera de ellas se obtuvo en la superficie de la turbera dominada por *Sphagnum magellanicum* (**MS1**, 54° 36' 55" S; 67° 46' 26" O, Fig. 4). Las muestras **MS2** y **MS3** (Fig. 5) se extrajeron del interior de un bosque compuesto por *Nothofagus pumilio* y *N. antarctica*, en el margen de la turbera. La muestra **MS4** fue tomada del bosque abierto de *N. pumilio* y *N. antarctica* (54° 28' 17" S; 67° 11' 37" O). La muestra **MS5** se extrajo del bosque abierto compuesto por *N. pumilio* y *N. antarctica* con presencia de ciperáceas (54° 24' 01" S; 67° 14' 24" O, Fig. 6). La muestra **MS6** se obtuvo del interior del bosque de *N. pumilio* (54° 24' 02" S, 67° 14' 21" O, Fig. 7). La muestra **MS7** se extrajo del sector minerotrófico de una turbera de fondo de valle dominada por *Sphagnum magellanicum*, en cercanías del Río San Pablo (54° 33' 18" S; 67° 00' 41" O, Fig. 8). En la planicie aluvial del río Ewan se recolectó una muestra en un ambiente ecotonal de pastizales, arbustos en cojín y bosque caducifolio (**MS8**, 54° 16' 30" S; 67° 12' 30" O, Fig. 9). La muestra **MS9** se obtuvo en un ambiente de estepa gramínea (53° 59' 06" S; 67° 26' 43" O, Fig. 10). La muestra **MS10** se extrajo de una pradera húmeda con presencia de gramíneas y ciperáceas (53° 54' 49" S; 67° 36' 08" O, Fig. 11) ubicada junto a la Laguna San Luis. La muestra **MS11** se obtuvo en un ambiente de estepa compuesto por gramíneas, ciperáceas y arbustos (53° 53' 41" S, 67° 41' 39" O, Fig. 12). En el valle fluvial del Río Fuego se recolectó una muestra en un ambiente abierto dominado por pastizales duriherbosos ("coirones"), arbustos rastreros de *Empetrum rubrum* y cojines de *Bolax* y *Azorella*, rodeado por islotes de *N. pumilio* y *N.*

antarctica (MS12, 54° 02' 53" S; 67° 40' 47" O). La muestra MS13 se extrajo en el límite entre el ecotono y la estepa, con presencia de *Azorella*, *Bolax* y *Empetrum rubrum*, con bosques de *N. pumilio* y *N. antarctica* en los alrededores de la zona (54° 20' 41" S, 67° 50' 17" O, Fig. 13). En Punta Moat (E del Canal Beagle), se recolectó una muestra de la superficie de una turbera dominada por *Astelia pumila* y *Donatia fascicularis* (MS14, 54° 58' 08" S; 66° 44' 18" O, Fig. 14).

Las muestras se obtuvieron con espátula tomando 4 submuestras de suelo de los vértices de un cuadrado de 1 m² de área y hasta una profundidad de 2-3 cm.

5.2. Muestreo palinológico fósil

El material estudiado proviene de dos turberas ubicadas en proximidades del Lago Fagnano, en el área central de la Isla Grande de Tierra del Fuego (Fig. 3).

El muestreo polínico fósil se realizó con una sonda tipo Russian marca Eijkelkamp con sacatestigo de 5 cm de diámetro y tramos acoplables de 50 cm cada uno (Fig. 15). En una primera etapa, los testigos se fotografiaron y se describió la litología de cada perfil (Fig. 16). Para determinar el grado de descomposición de la turba se utilizó una metodología de tipo cualitativa, estrujando turba recién obtenida y examinando la turba comprimida y el agua escurrida (Roig *et al.*, 2001). Posteriormente, los testigos fueron submuestreados cada un centímetro. Para el análisis palinológico se procedió al estudio de las muestras a intervalos regulares de 5 cm desde la superficie actual hasta alcanzar la base de ambas turberas.

Las localidades muestreadas fueron las siguientes:

Perfil La Correntina (LC) (54° 33' 15.8" S; 66° 59' 54.6" O; 206 m sobre el nivel del mar, Fig. 17): proviene de una turbera elevada de *Sphagnum magellanicum* situada en el fondo de un valle tributario del Río San Pablo. Se encuentra ubicada a 14 km al este del

margen sureste del Lago Fagnano. Tiene una profundidad de 4,66 m y la base ha sido datada radiocarbónicamente en 12.775 ± 64 años A.P. (AA83317) (Tabla 2). Se extrajeron un total de 94 muestras palinológicas.

Desde la superficie, la sección estudiada (Fig. 18) comprende:

0,00 – 0,15 m: turba sin humificar y muy fibrosa, color castaño claro.

0,15 – 1,60 m: turba con humificación intermedia, color castaño oscuro.

1,60 – 2,00 m: turba con restos de ciperáceas, color castaño oscuro.

2,00 – 2,50 m: turba compacta, castaño oscura, con alto contenido de fibras derivado de plantas vasculares de *Carex* sp. y gramíneas.

2,50 – 2,55 m: nivel de tefra, castaño claro.

2,56 – 3,00 m: turba compacta, castaño oscura, con alto contenido de fibras derivado de ciperáceas y gramíneas.

3,00 – 3,50 m: lentes de carbón gris oscuro, intercalados con turba compacta y oscura.

3,50 – 4,01 m: turba compacta, castaño oscura, con alto contenido de fibras derivado de *Carex* sp. y gramíneas.

4,01 – 4,02 m: turba compacta con vidrios volcánicos.

4,02 – 4,50 m: turba compacta, castaño oscura, con alto contenido de fibras derivado de ciperáceas y gramíneas.

4,50 – 4,66 m: turba compacta oscura, con sedimento arcilloso.

Entre los 464 y 439 cm de profundidad se identificaron cristales euhedrales de pirita diseminados ($<2 \mu\text{m}$) o formando masas aglutinadas.

De acuerdo con los fechados radiocarbónicos realizados (Tabla 2) se le asigna a la secuencia una edad Pleistoceno tardío - Holoceno.

Perfil Terra Australis (TA) (54° 36' 59.1" S; 67° 46' 21.5" O; 120 m sobre el nivel del mar, Fig. 19): proviene de una turbera elevada de *Sphagnum magellanicum*. Se encuentra ubicada a 3 km al sur del Lago Fagnano. Tiene una profundidad de 7,37 m y la base ha sido datada radiocarbónicamente en 12.397 ± 62 años A.P. (AA83314) (Tabla 3). Se extrajeron un total de 147 muestras palinológicas.

Desde la superficie, la sección estudiada (Fig. 20) comprende:

0,00 – 0,92 m: turba sin humificar y muy fibrosa, color castaño claro.

0,92 – 1,14 m: turba compacta, castaño oscura, con alto contenido de fibras derivado de *Carex* sp. y gramíneas.

1,14 – 1,37 m: turba humificada con restos de *Sphagnum*.

1,37 – 5,00 m: turba humificada de *Sphagnum*, con intercalaciones de bandas de fibras derivadas de ciperáceas y gramíneas.

5,00 - 5,54 m: turba compacta, castaño oscura, con alto contenido de fibras derivado de plantas vasculares de *Carex* sp. y gramíneas.

5,54 – 5,58 m: nivel de tefra, castaño claro.

5,58 – 6,76 m: turba compacta, castaño oscura, con contenido de fibras derivado de ciperáceas y gramíneas.

6,76 – 6,81 m: turba con sedimento arcilloso, con intercalaciones de lentes de arcilla.

6,81 – 6,96 m: turba compacta con contenido de fibras de ciperáceas y gramíneas, color castaño claro.

6,96 – 7,00 m: restos de madera (tronco).

7,00 – 7,20 m: turba humificada de *Sphagnum*. Hacia la base presenta restos de ciperáceas y gramíneas, color castaño claro.

7,20 – 7,29 m: lentes de arcilla gris claro, intercalados con turba compacta, con contenido de fibras derivado de ciperáceas y gramíneas color castaño claro.

7,29 – 7,37 m: sedimento arcilloso gris azulado, más claro hacia la base.

De acuerdo con los fechados radiocarbónicos realizados (Tabla 3) se le asigna a la secuencia una edad Pleistoceno tardío - Holoceno.

5.3. Técnicas de laboratorio

El tratamiento físico-químico fue llevado a cabo en el Laboratorio de Palinología del INGEOSUR-CONICET, Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur. Las muestras palinológicas fueron procesadas de acuerdo con las técnicas de Faegri e Iversen (1989) y protocolo del Laboratorio de Palinología (INGEOSUR-CONICET).

De cada una de las muestras de superficie se tomó una submuestra, cuyo peso varió entre 2 y 12 g de sedimento. Las muestras fósiles no superaron los 2,5 g de sedimento. Posteriormente, se prosiguió de la siguiente manera:

- Las mismas fueron disgregadas con la utilización de un mortero.
- Se agregó a cada una de las muestras entre dos y cuatro tabletas de *Lycopodium clavatum* conteniendo cada una 18.583 esporas (batch N° 483216), ó 20.848 (batch N° 1031), para el cálculo de la concentración de palinomorfos (palinomorfos/gramo de sedimento seco) e influjo de palinomorfos (palinomorfos/ gramo de sedimento seco/ año) (Stockmarr, 1971; Birks y Birks, 1980).
- Las muestras fueron filtradas a través de tamices de 150 µm con un dispersante, pirofosfato de sodio (Na₄ P₂ O₇) 0,001 M frío.
- Las muestras fueron suspendidas en hidróxido de potasio (KOH) al 10% y calentadas durante 10 minutos en baño térmico (100 °C) para dispersar la materia orgánica y remover los ácidos húmicos.
- Para eliminar los carbonatos se utilizó ácido clorhídrico (HCL) al 10% frío. Los residuos fueron dejados en ácido entre 12 a 24 horas y luego lavados con agua destilada.

- Para la eliminación de los silicatos se trataron con ácido fluorhídrico (HF). Las muestras fueron dejadas durante 48 horas en ácido y posteriormente lavadas con agua destilada.
- El residuo se trató nuevamente con ácido clorhídrico (HCL) al 10 % caliente, durante 10 minutos para evitar la formación de cristales de CaF_2 luego del tratamiento con ácido fluorhídrico. Las muestras fueron lavadas con agua destilada.
- En aquellas muestras donde se observaron cristales de pirita se realizó una breve oxidación con HNO_3 para su remoción (Fig. 21).
- Algunas muestras fueron filtradas por tamiz de 10 μm para remover las partículas finas. Se adicionó como dispersante pirofosfato de sodio para evitar la adsorción de partículas finas sobre los palinomorfos (Volkheimer y Melendi, 1976).
- Para la eliminación del material celulósico se realizó el proceso de acetólisis. Se utilizó la mezcla acetolítica: nueve partes de anhídrido acético puro y una parte de ácido sulfúrico, concentrado. Las muestras se colocaron en baño térmico a 100° C durante tres minutos y fueron deshidratadas antes y después de la acetólisis con ácido acético glacial. Posteriormente, los residuos se lavaron con agua destilada.
- Los residuos palinológicos fueron transferidos a tubos de 5 ml e incluidos en glicerina pura.
- Para el análisis palinológico tradicional se suspendió sobre un portaobjetos una alícuota del residuo en glicerina-gelatina.
- Las muestras palinológicas se encuentran archivadas en el Laboratorio de Palinología (INGEOSUR-CONICET, Universidad Nacional del Sur), bajo la denominación UNSP seguido por las siglas correspondientes a las muestras estudiadas: MS (Muestras de superficie), LC (La Correntina) y TA (Terra Australis).

5.4. Análisis palinológico al microscopio óptico

5.4.1. Estudio sistemático

Para el análisis sistemático e identificación de los taxones presentes en las muestras se trabajó con técnicas de microscopía de luz transmitida, utilizando microscopios Olympus CH30 y Olympus BX40, este último equipado con cámara digital. Los recuentos palinológicos se llevaron a cabo con un aumento de x400 y la determinación sistemática se realizó sobre la base de las características morfológicas y morfométricas de los esporomorfos y restos fúngicos con un aumento de x1000.

Para la identificación de los esporomorfos se utilizó el material de referencia de la Palinoteca del Laboratorio de Palinología, INGEOSUR-CONICET (Universidad Nacional del Sur) y bibliografía especializada: Heusser (1971), Markgraf y D' Antoni (1978) y Morbelli (1980).

Los palinomorfos identificados fueron agrupados en: árboles, arbustos y hierbas, acuáticas y criptógamas. De acuerdo con Heusser (1998), *Nothofagus betuloides*, *N. pumilio* y *N. antarctica* fueron incluidos dentro del grupo taxonómico *Nothofagus* tipo *dombeyi* dado que los granos de polen poseen una morfología similar dificultando su diferenciación.

Para la identificación del material fúngico se utilizó la bibliografía de Arambarri y Gamundi (1984), Bianchinotti y Sánchez (2007), Borel *et al.* (2001), Cannon y Hawksworth (1982), Ellis (1971, 1976), Elsik (1983), Gelorini *et al.* (2011), Matsushima (1975), Mauquoy *et al.* (2004), Pals *et al.* (1980), Saccardo (1886), Tanaka *et al.* (2009), van der Wiel (1982), van Geel (1978, 2001), van Geel y Aptroot (2006), van Geel *et al.* (1981, 1983, 1986, 2003), Walker (1980), entre otros.

A partir del estudio sistemático de los restos fúngicos se elaboró una lista taxonómica con los taxa identificados (Anexo 1). Con el objeto de efectuar evaluaciones paleoambientales, los distintos taxa fósiles fueron comparados con sus equivalentes actuales.

La nomenclatura taxonómica de los restos fúngicos utilizada en este trabajo se corresponde con la empleada en Elsiek *et al.* (1983) y Kalgutkar y Jansonius (2000). Para la clasificación sistemática se consultó la base de datos *Index Fungorum* (www.indexfungorum.org). Algunos de los ejemplares hallados han sido asignados a taxa actuales, utilizando la denominación actual. El término “tipo” es utilizado en distintas categorías taxonómicas cuando los restos fúngicos presentan afinidad morfológica con un taxón actual. A las esporas no identificadas se las denominó como “tipo” seguido de una letra (en las muestras superficiales) o un número (en las muestras fósiles). En el Anexo 2 se presenta el listado de los microfósiles fúngicos indeterminados encontrados en los perfiles fósiles.

5.4.2. Recuentos palinológicos

Los recuentos palinológicos consisten en determinar el número de individuos pertenecientes a cada taxón identificado, para esto se recorre el preparado palinológico regularmente desde un margen hacia el otro con aumento de x400.

En las muestras de superficie y fósiles, los recuentos palinológicos se realizaron sobre un mínimo de 250 granos de polen terrestre. En algunas muestras fósiles del Tardiglacial, los recuentos no superaron los 200 granos de polen.

En las muestras superficiales, los taxa agrupados en “otros arbustos y hierbas” corresponden a Polygonaceae y *Ribes*. Las esporas fúngicas de 2 o más septos transversales que no pudieron ser identificadas se agruparon en la categoría “esporas multiseptadas”. Los cuerpos reproductivos de Microthyriaceae incluyen cf. *Microthyrium fagi*, cf. *Trichothyrites*

sp. y ascoma indet. 1. Los especímenes de *Alternaria* sp. A y *Alternaria* sp. B fueron agrupados bajo el nombre de *Alternaria* sp.

En la sección fósil La Correntina, los tipos polínicos que se agruparon como “otros arbustos y hierbas” son: *Berberis*, *Ephedra*, Plantaginaceae, Plumbaginaceae, Primulaceae, Solanaceae y Urticaceae. Las familias Iridaceae, Juncaceae, Juncaginaceae y Polypodiaceae fueron agrupadas en “otras acuáticas y criptógamas”.

En la sección fósil Terra Australis, los tipos polínicos que se agruparon como “otros arbustos y hierbas” son: *Astelia*, *Ephedra*, Papilionaceae, Santalaceae, *Valeriana* y Verbenaceae. Las familias Iridaceae, Liliaceae, Juncaceae y Polypodiaceae fueron agrupadas en “otras acuáticas y criptógamas”.

5.4.3. Frecuencias Relativas y Absolutas

La estimación de las frecuencias relativas (%) de polen de árboles, arbustos y hierbas se calcularon sobre el total del polen contado; las frecuencias relativas (%) de polen de plantas acuáticas y esporas de criptógamas fueron calculadas separadamente sobre el total de polen y esporas contados. Las frecuencias relativas (%) de los restos fúngicos fueron calculadas fuera de la suma polínica total.

La concentración polínica o Frecuencia Polínica Absoluta (APF) se define como el número de ejemplares de palinomorfos por unidad de volumen o masa de sedimento seco o húmedo. Se expresa en palinomorfos/cm³ o palinomorfos/gramo (Birks y Birks, 1980). Las Frecuencias Polínicas Absolutas son de gran utilidad ya que permiten considerar cada taxa en forma independiente, en contraposición a los cálculos porcentuales. El Influjo Polínico es el número de palinomorfos depositados por unidad de área de sedimento seco por unidad de tiempo. Se expresa en palinomorfos/cm²/año (Birks y Birks, 1980).

Los cálculos de porcentajes, concentración e influjo de palinomorfos y restos fúngicos, los diagramas y el análisis de agrupamiento se realizaron con el programa Tilia 2.0.b.4 (Grimm, 1991) y TGview 2.0.2 (Grimm, 2004).

En las muestras superficiales se realizó un análisis de conglomerados no restringido a fin de agruparlas de acuerdo a la similitud en la composición palinológica. Con este fin, se utilizó como coeficiente de disimilitud la distancia de Edwards y Cavalli-Sforza (Overpeck *et al.*, 1985; Prentice, 1986). La zonación de los perfiles fósiles fue realizada mediante “*Cluster Analysis*” (CA) *Constrained single-link* (Birks y Gordon, 1985) utilizando el mismo índice de disimilitud. Este método impone a las muestras la restricción de guardar el orden secuencial que en este caso es el orden temporal. El análisis calcula la similitud entre todos los pares de muestras en función de su composición palinológica para luego agruparlas con muestras adyacentes, utilizando los desvíos de la suma de cuadrados como medida de variabilidad total de la secuencia (*en* Stutz, 2000). Ambas zonaciones se realizaron en base a los tipos polínicos que superaron el 1% de la suma de polen terrestre.

5.5. Dataciones radiocarbónicas

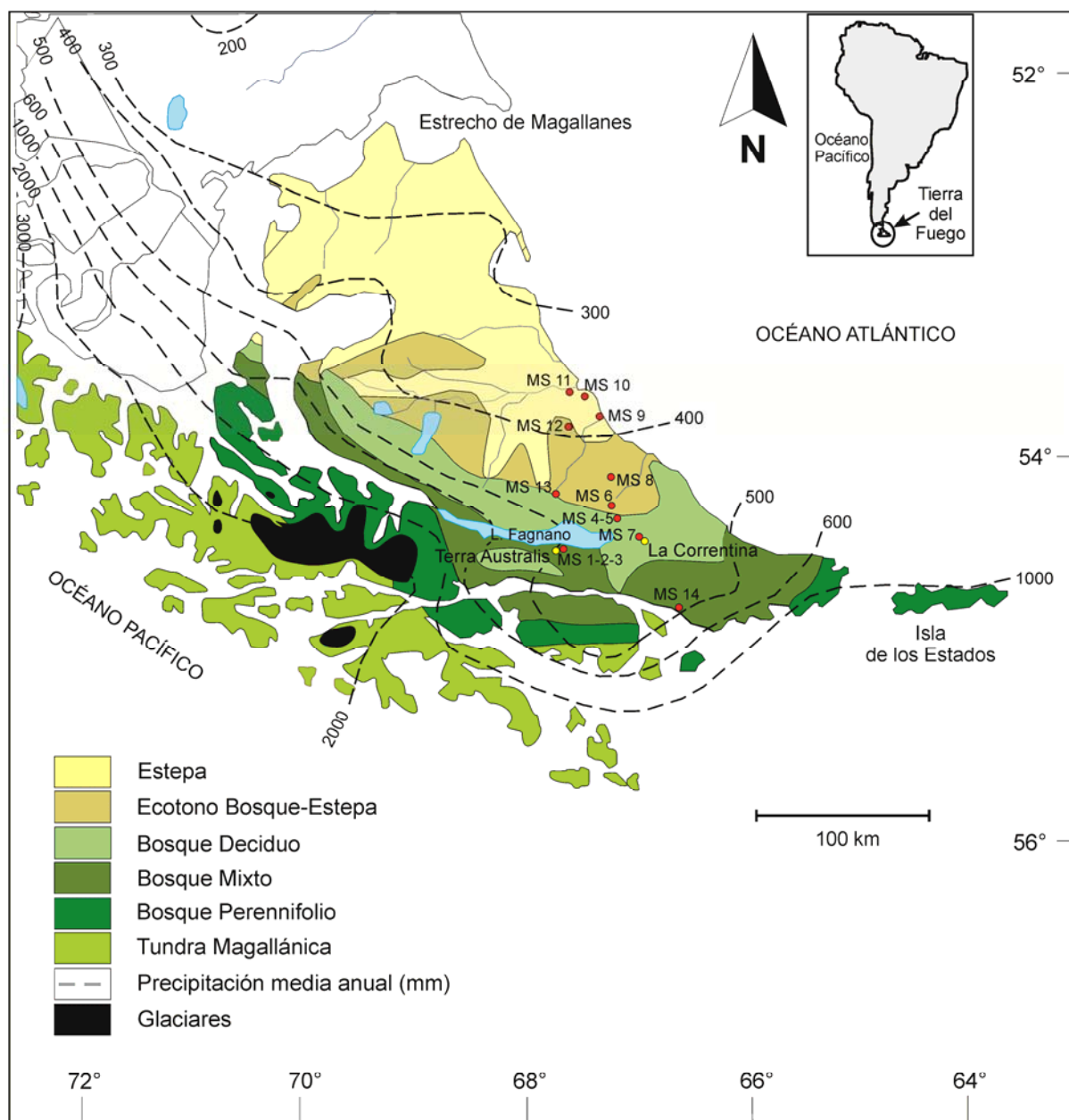
Se realizaron fechados radiocarbónicos en el *Accelerator Mass Spectrometry Laboratory University of Arizona*, Tucson, Arizona, Estados Unidos. Los fechados se efectuaron sobre material de turba correspondiente a los perfiles fósiles estudiados de las turberas La Correntina y Terra Australis. Los niveles de tefra fueron acotados mediante dataciones radiocarbónicas en las muestras infra y suprayacentes con el fin de obtener las edades limitantes de los depósitos de ceniza volcánica. Las calibraciones se llevaron a cabo utilizando el programa Calib 6.0 (Stuiver *et al.*, 2010) y la curva calibrada para el Hemisferio Sur (SHCal04). La calibración de sedimentos con edad radiocarbónica posterior a 11.000 fue efectuada con la curva Intcal 04 (Reimer *et al.*, 2004). Se realizó un modelo de edad-

profundidad de la sección La Correntina utilizando los métodos descritos en Blaauw y Christen (2011) (Fig. 22). La aproximación bayesiana determinó los intervalos de confianza del 95% del modelo de edad-profundidad utilizando la incertidumbre estadística de las edades radiocarbónicas, las tasas de sedimentación esperadas en la ubicación de los perfiles estudiados (i.e. priors), y el método de simulación de Markov Chain Monte Carlo (MCMC). Se utilizó la tasa de acumulación media basada en la edad correspondiente al nivel de tefra como una prior para el modelo. En la sección Terra Australis, se utilizó una curva polinomial de segundo orden para construir el modelo de edad-profundidad (Fig. 23).

5.6. Análisis químico de los niveles de ceniza

El análisis de los vitroclastos de las muestras correspondientes a los niveles de tefra de las secciones fósiles fue realizado en el *Laboratory for Electron Microbeam Analysis (UCLEMA) University of Calgary*, Calgary, Alberta, Canadá, bajo la dirección del Dr. Brian Menounos y el Dr. Gerald Osborn. La coloración, el grado de desgaste, el contenido lítico y la fragmentación vesicular se utilizaron para la identificación de tefras en el campo. También se registraron la morfología de los clastos, incluyendo el tamaño aproximado y la forma de los granos dado su carácter diagnóstico en algunas tefras (Stern, 2008). Posteriormente, se determinó la abundancia relativa de los microfenocristales por medio de una microsonda electrónica. Antes del análisis, la materia orgánica fue removida con peróxido de hidrógeno, y las muestras fueron lavadas y filtradas por tamices de 230 μm . La fracción gruesa fue montada en resina epoxi pulida y revestida de carbono. La composición química de los vitroclastos no incluidos fue determinada mediante el análisis de los elementos mayores expresados en porcentaje en peso de óxidos – K_2O , CaO , FeO , SiO_2 , Na_2O , TiO_2 , MnO , MgO – con una microsonda electrónica Jeol JXA-8200 y un sistema dispersivo de longitud de onda (WDS) (Tablas 4, 5 y 6). Las condiciones estándar utilizadas para los análisis fueron: un haz

de 5 μm de diámetro, con una corriente de 10 nA y un voltaje de aceleración de 15 kV. Los efectos de matriz fueron corregidos según ZAF (Armstrong, 1984). Los datos obtenidos fueron comparados con otros procedentes de diversos sectores de Patagonia a fin de inferir la procedencia de las tefras analizadas. Se utilizó el diagrama para materiales volcánicos propuesto por Stern (1991).



- Perfiles fósiles: La Correntina y Terra Australis
- Muestras de superficie

Figura 3. Ubicación de las localidades muestreadas. Modificado de Tuhkanen (1989-1990).



Figura 4. Turbera Terra Australis. Muestra MS1. (Foto: L.L.Musotto, 2008)



Figura 5. Bosque caducifolio en las márgenes de la turbera Terra Australis. Muestras MS2 y MS3. (Foto: L.L.Musotto, 2008)



Figura 6. Bosque abierto de *Nothofagus pumilio* y *N. antarctica*. Muestra MS5. (Foto: L.L.Musotto, 2008)



Figura 7. Interior del bosque de *Nothofagus pumilio* y *N. antarctica*. Muestra MS6. (Foto: L.L.Musotto, 2008)



Figura 8. Sector minerotrófico en una turbera de *Sphagnum magellanicum*. Muestra MS7.
(Foto: L.L.Musotto, 2008)



Figura 9. Ecotono bosque-estepa. Muestra MS8. (Foto: L.L.Musotto, 2008)



Figura 10. Estepa graminosa. Muestra MS9. (Foto: L.L.Musotto, 2008)



Figura 11. Pradera graminosa húmeda en las márgenes de la Laguna San Luis. Muestra MS10. (Foto: L.L.Musotto, 2008)



Figura 12. Estepa gramínea-arbustiva. Muestra MS11. (Foto: L.L.Musotto, 2008)



Figura 13. Límite entre el ecotono bosque-estepa y estepa gramínea. Muestra MS13. (Foto: L.L.Musotto, 2008)



Figura 14. Turbera de *Astelia* y *Donatia*, Bahía Moat. Muestra MS14. (Foto: L.L.Musotto, 2008)



Figura 15. Detalle del muestreador tipo Russian. (Foto: L.L.Musotto, 2008)



Figura 16. Izquierda: nivel de ceniza en perfil Terra Australis, derecha: turba con sedimento arcilloso hacia la base en perfil Terra Australis. (Fotos: L.L.Musotto, 2008)



Figura 17. Turbera La Correntina (Foto: L.L.Musotto, 2008)

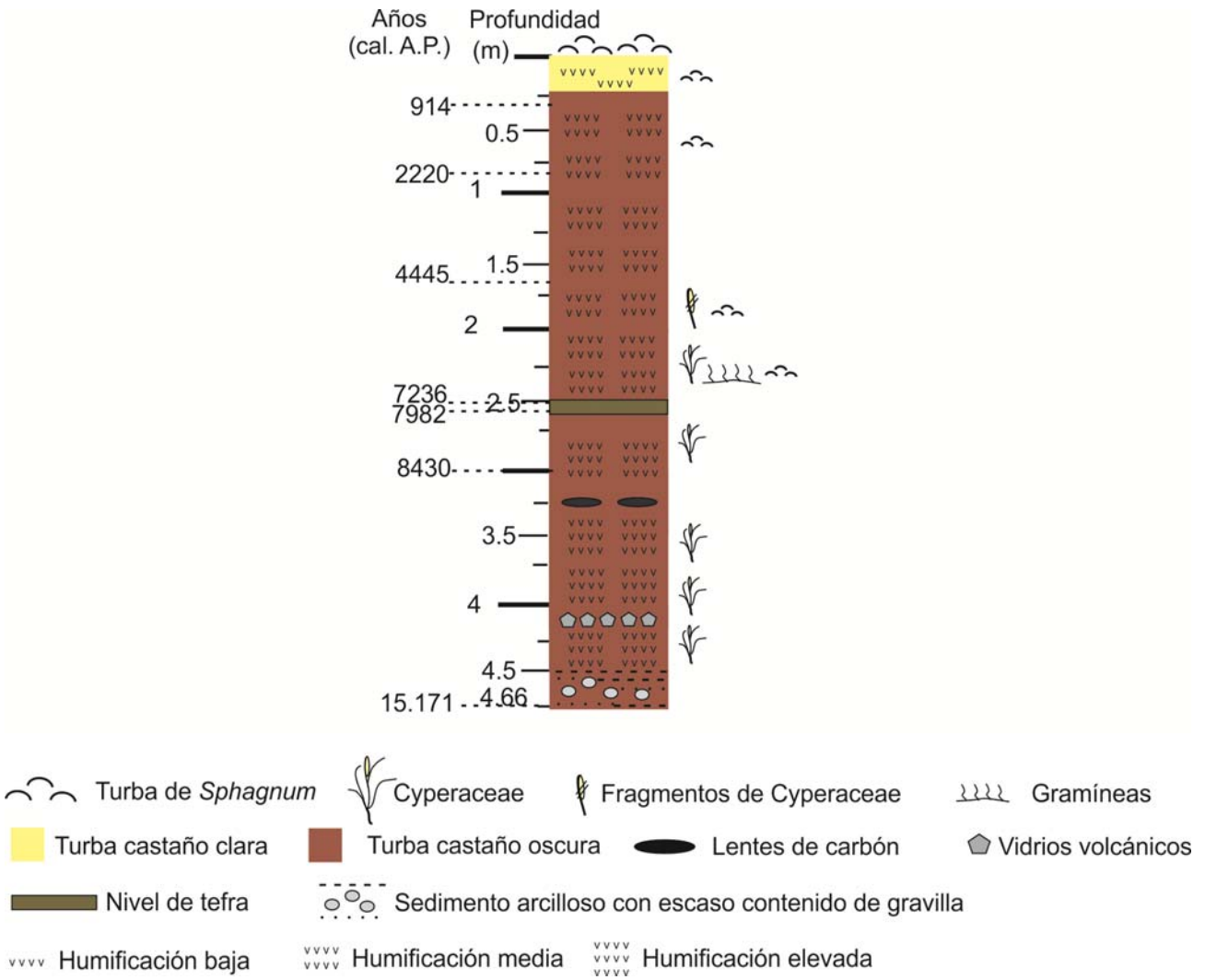


Figura 18. Columna litológica del perfil fósil La Correntina.



Figura 19. Turbera Terra Australis (Foto: L.L.Musotto, 2008)

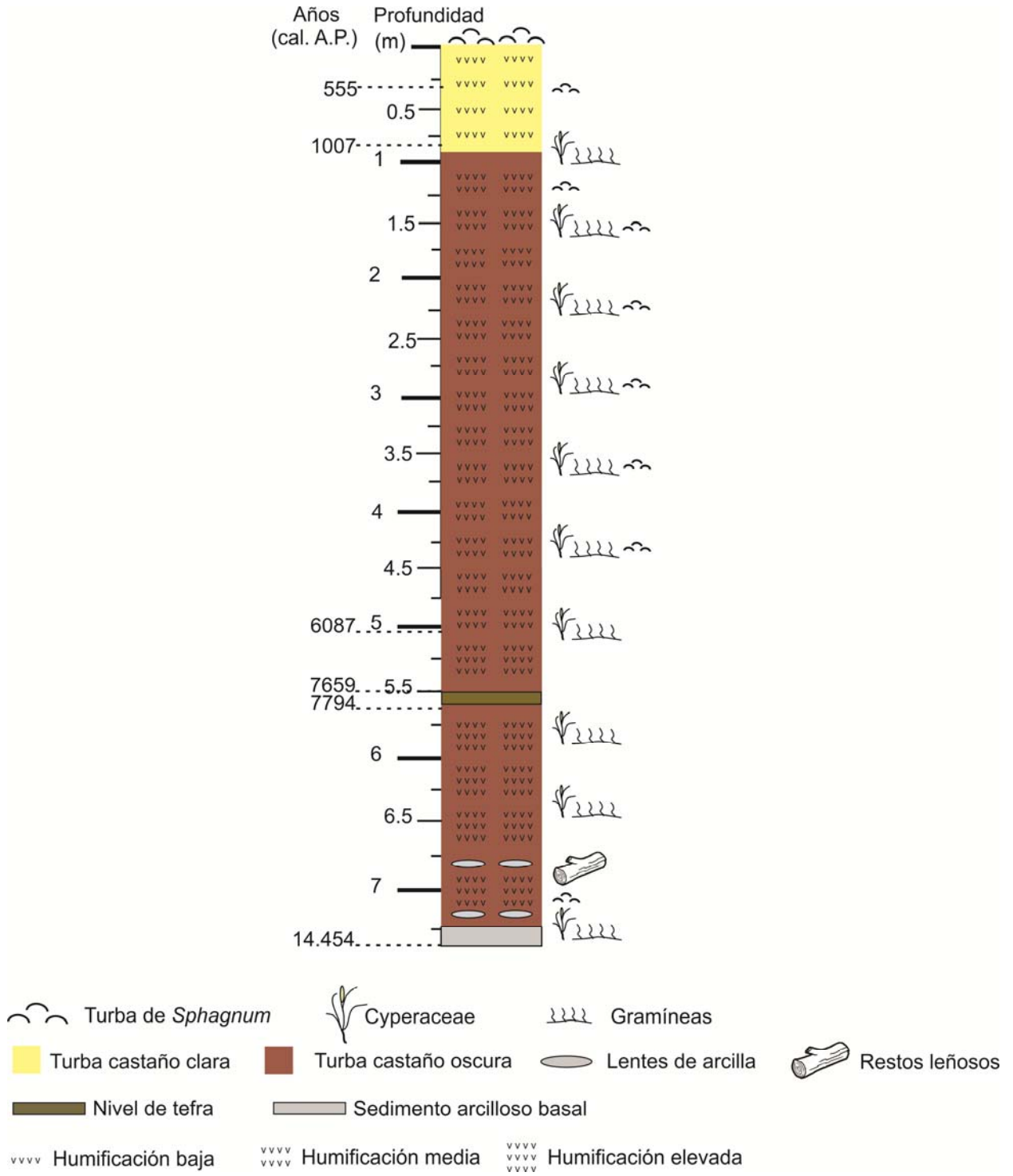


Figura 20. Columna litológica del perfil fósil Terra Australis.

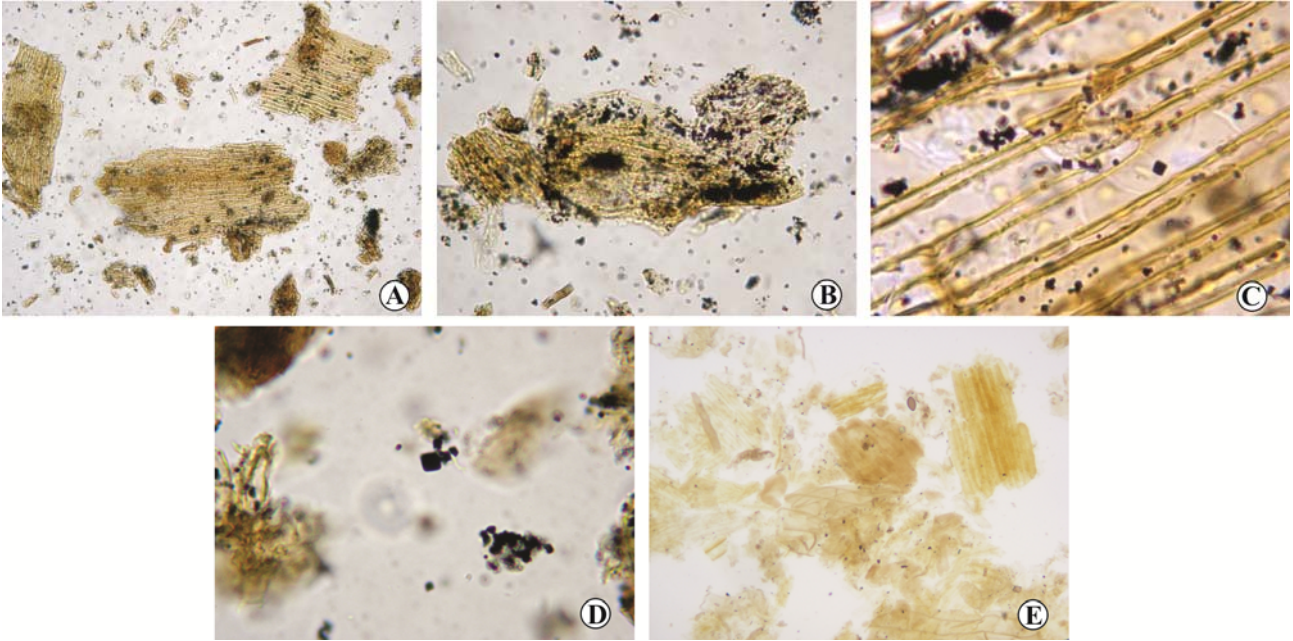


Figura 21. Detalle de pirita diseminada o formando masas aglutinadas sobre los fitoclastos. Para cada fotomicrografía se dan los números de muestra, preparado palinológico, coordenadas de England Finder y magnificación. A: UNSP TLC3238a: P38, x200. B: UNSP TLC3238a: Q39/2, x400. C: UNSP TLC3238a: R38, x1000. D: Detalle de un cristal de pirita euhedral, UNSP TLC3238a: O38/4, x1000. E: Remoción de pirita tras una breve oxidación con HNO_3 , UNSP TLC3238b: X43, x200.

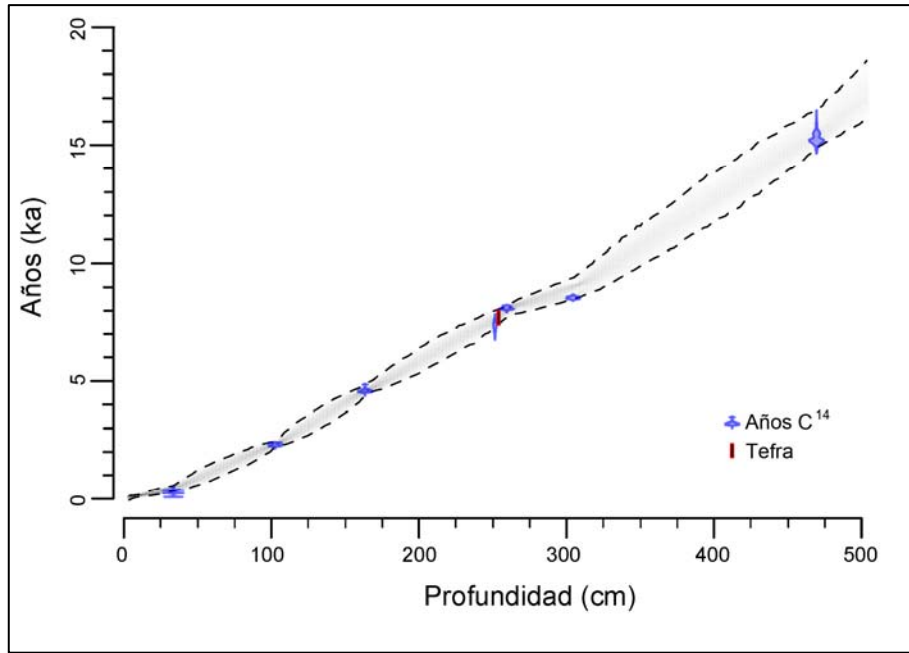


Figura 22. Modelo de edad-profundidad de la sección La Correntina basado en los métodos descritos en Blaauw y Christen (2011). La distribución de probabilidad de la edad C^{14} se muestra en azul. Las líneas de trazo negro y el sombreado gris denotan los intervalos de confianza del 95% del modelo de edad-profundidad. El rectángulo rojo indica la edad y la profundidad del nivel de tefra.

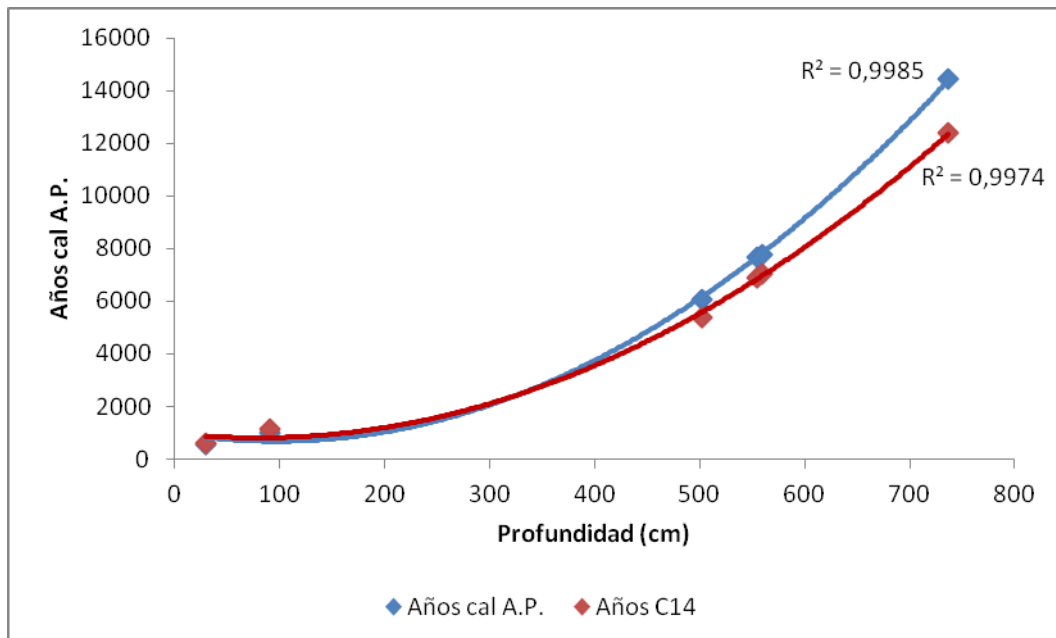


Figura 23. Modelo de edad-profundidad de la sección Terra Australis. Se indican las edades C^{14} (rojo) y los años calibrados A.P. (azul).

Muestra	Latitud (°S)	Longitud (°O)	Altitud (m s.n.m.)	Vegetación y ambiente	Unidades de Vegetación
MS 1	54.36552	67.46266	120	Bosque de <i>Nothofagus pumilio</i> y <i>Nothofagus antarctica</i> /Turbera de <i>Sphagnum</i>	Bosque de <i>Nothofagus antarctica</i>
MS 2	54.36542	67.46276	120	Interior del bosque de <i>N. pumilio</i> y <i>N. antarctica</i> , margen de turbera de <i>Sphagnum</i>	
MS 3	54.36548	67.46267	120	Interior del bosque de <i>N. pumilio</i> y <i>N. antarctica</i> , margen de turbera de <i>Sphagnum</i>	
MS 4	54.28175	67.11379	101	Bosque abierto de <i>N. pumilio</i> y <i>N. antarctica</i>	
MS 5	54.24015	67.14243	183	Bosque abierto de <i>N. pumilio</i> y <i>N. antarctica</i>	
MS 6	54.24023	67.14216	187	Bosquete de <i>Nothofagus pumilio</i> y <i>N. antarctica</i>	
MS 7	54.33185	67.00418	202	Bosque abierto de <i>N. pumilio</i> y <i>N. antarctica</i> y sector minerotrófico de turbera de <i>Sphagnum</i>	
MS 8	54.16305	67.12301	152	Comunidades arbustivas y herbáceas, ecotono bosque-estepa	Ecotono bosque-estepa
MS 12	54.02537	67.40479	18	Comunidades arbustivas y herbáceas, límite entre el ecotono bosque-estepa y estepa gramínea	
MS 13	54.20419	67.50173	84	Comunidades arbustivas y herbáceas, límite entre el ecotono bosque-estepa y estepa gramínea	
MS 9	53.59061	67.26430	29	Comunidades herbáceas	Estepa
MS 10	53.54498	67.36084	7	Comunidades de gramíneas y ciperáceas	
MS 11	53.53419	67.41395	27	Comunidades de gramíneas, ciperáceas y arbustos	
MS 14	54.58087	66.44187	36	Turbera de <i>Astelina</i> y <i>Donatia</i>	Tundra magallánica

Tabla 1. Latitud, longitud, altitud, vegetación y ambiente de los sitios muestreados. Nota: las muestras se han ordenado en función de su aparición en las unidades de vegetación.

Profundidad (cm)	Referencia Laboratorio Nº	Años ¹⁴ C A.P.	A.P.	Años calibrados A.P. (probabilidad media)	rango 1σ	rango 2σ	Material
30	AA83315	217 ± 33		194	147-220	139-230	turba
99	AA86257	2241 ± 37		2220	2232-2306	2105-2331	turba
160	AA83316	4030 ± 37		4445	4462-4520	4289-4531	turba
248	AA83318	6410** ± 210**		7236	7005-7440	6772-7612	turba
256	AA86263	7218 ± 48		7982	7939-8017	7922-8061	turba
301	AA83319	7686 ± 51		8430	8379-8458	8354-8543	turba
466	AA83317	12775 ± 64		15171	14973-15256	14863-15642	turba

Tabla 2. Dataciones radiocarbónicas y edades calibradas del perfil La Correntina.

Profundidad (cm)	Referencia Laboratorio Nº	Años ¹⁴ C A.P.	A.P.	Años calibrados A.P. (probabilidad media)	rango 1σ	rango 2σ	Material
30	AA86262	602 ± 35		555	532-560	514-569	turba
91	AA86256	1154 ± 36		1007	964-1010	930-1074	turba
502	AA86261	5362 ± 43		6087	6001-6121	5984-6210	turba
554	AA86260	6881 ± 48		7659	7607-7694	7578-7760	turba
559	AA86259	7018 ± 46		7794	7716-7846	7683-7873	turba
737	AA83314	12397 ± 62		14454	14151-14626	14091-14959	turba

Tabla 3. Dataciones radiocarbónicas y edades calibradas del perfil Terra Australis.

Clasto	Al ₂ O ₃	K ₂ O	FeO	Na ₂ O	MgO	CaO	MnO	SiO ₂	TiO ₂	Total
1	15.802	2.897	4.642	4.646	1.258	2.696	0.166	65.27	1.257	98.634
2	16.006	2.733	4.916	4.982	1.478	3.01	0.131	63.982	1.131	98.369
3	16.052	2.53	4.947	4.03	1.5	3.096	0.139	63.075	1.301	96.67
4	15.913	2.715	4.986	4.96	1.397	2.971	0.219	64.235	1.206	98.602
5	15.789	2.826	4.772	4.246	1.262	2.952	0.201	64.893	1.109	98.05
6	15.491	2.884	4.607	5.087	1.224	2.653	0.127	65.923	1.191	99.187
7	16.602	2.317	4.83	5.151	1.838	3.575	0.111	64.278	1.124	99.826
8	15.875	2.909	4.857	4.723	1.206	2.716	0.167	65.286	1.111	98.85
9	15.65	2.677	5.307	4.681	1.626	3.194	0.127	63.106	1.206	97.574
10	15.147	2.579	5.439	4.599	1.502	3.239	0.217	60.306	1.272	94.3
11	16.277	2.473	5.222	4.696	2.066	4.053	0.162	62.51	1.178	98.637
12	15.942	2.837	4.754	4.76	1.29	2.737	0.123	63.745	1.139	97.327
13	15.981	2.799	4.688	4.802	1.28	2.71	0.204	65.107	1.138	98.709
14	15.627	2.689	4.697	4.405	1.419	2.755	0.186	64.365	1.156	97.299
15	16.108	2.702	5.363	4.49	1.545	3.227	0.159	63.334	1.281	98.209
16	15.784	2.755	5.053	4.289	1.511	3.04	0.174	64.66	1.141	98.407
17	16.069	2.647	5.043	4.598	1.435	3.069	0.168	62.775	1.243	97.047
18	16.206	2.865	4.969	4.755	1.275	2.774	0.162	64.637	1.161	98.804
Min	15.147	2.317	4.607	4.03	1.206	2.653	0.111	60.306	1.109	94.3
Max	16.602	2.909	5.439	5.151	2.066	4.053	0.219	65.923	1.301	99.826
\bar{x}	15.907	2.713	4.95	4.661	1.451	3.026	0.163	63.972	1.186	98.028
S	0.321	0.16	0.251	0.294	0.224	0.356	0.033	1.32	0.062	1.227

Tabla 4. Composición química del nivel de ceniza HLC1 (TLC-401), turbera La Correntina.
Min.: valor mínimo, Max.: valor máximo, \bar{x} : media aritmética, S: desvío estándar.

Clasto	Al ₂ O ₃	K ₂ O	FeO	Na ₂ O	MgO	CaO	MnO	SiO ₂	TiO ₂	Total
1	15.838	2.868	4.694	5.401	1.213	2.492	0.140	65.782	1.135	99.563
2	16.303	2.922	4.659	5.130	1.181	2.538	0.089	65.627	1.089	99.538
3	16.173	2.793	5.216	4.842	1.452	3.026	0.203	65.047	1.285	100.037
4	15.906	2.991	4.895	5.287	1.318	2.573	0.168	66.039	1.139	100.316
5	16.087	2.780	5.013	5.155	1.448	2.986	0.124	64.868	1.137	99.598
6	16.307	2.620	5.543	4.854	1.741	3.478	0.157	64.163	1.177	100.040
7	16.006	2.857	4.996	4.910	1.375	2.802	0.191	65.839	1.097	100.073
8	16.234	2.991	4.649	4.603	1.115	2.407	0.189	66.776	1.060	100.024
9	15.782	2.832	4.504	4.874	1.166	2.433	0.160	65.590	1.067	98.408
10	6.454	2.642	5.097	5.341	1.535	3.091	0.205	63.911	1.243	99.519
11	16.098	2.743	5.324	4.630	1.599	3.065	0.168	64.315	1.362	99.304
12	16.083	2.803	5.120	4.821	1.349	2.922	0.181	65.987	1.129	100.395
13	16.203	2.671	5.377	5.107	1.506	3.239	0.181	64.155	1.239	99.678
14	15.906	2.822	5.178	4.618	1.369	2.822	0.166	65.383	1.167	99.431
15	16.133	2.911	4.761	4.646	1.358	2.681	0.150	66.502	1.223	100.365
Min	15.782	2.620	4.504	4.603	1.115	2.407	0.089	63.911	1.060	98.408
Max	16.454	2.991	5.543	5.401	1.741	3.478	0.205	66.776	1.362	100.395
\bar{x}	16.101	2.816	5.002	4.948	1.382	2.837	0.165	65.332	1.170	99.753
S	0.189	0.114	0.304	0.272	0.173	0.317	0.031	0.890	0.086	0.516

Tabla 5. Composición química del nivel de ceniza HLC2 (TLC-255), turbera La Correntina. Min.: valor mínimo, Max.: valor máximo, \bar{x} : media aritmética, S: desvío estándar.

Clasto	Al ₂ O ₃	K ₂ O	FeO	Na ₂ O	MgO	CaO	MnO	SiO ₂	TiO ₂	Total
1	16.201	2.762	5.240	5.230	1.506	3.033	0.207	64.751	1.192	100.122
2	15.971	3.037	4.940	4.667	1.199	2.616	0.181	66.395	1.032	100.038
3	16.058	2.964	4.912	4.744	1.291	2.876	0.118	66.305	1.151	100.419
4	16.235	2.850	4.907	4.807	1.461	2.916	0.139	65.666	1.259	100.240
5	16.065	2.830	4.915	5.101	1.506	2.976	0.120	65.816	1.174	100.503
6	16.027	3.019	4.810	4.674	1.208	2.565	0.146	66.381	1.082	99.912
7	16.008	2.999	4.586	4.542	1.183	2.430	0.163	66.599	0.987	99.497
8	16.003	2.752	5.084	4.956	1.375	3.019	0.164	64.607	1.202	99.162
9	15.901	2.960	4.708	4.780	1.149	2.547	0.208	66.299	1.085	99.637
10	16.084	2.893	5.060	5.163	1.312	2.740	0.136	65.755	1.165	100.308
11	16.166	2.885	5.083	5.262	1.330	2.763	0.208	66.052	1.060	100.809
12	16.532	2.761	5.191	5.000	1.570	3.215	0.140	64.805	1.206	100.420
13	16.227	2.950	4.402	4.839	1.155	2.341	0.149	66.737	1.143	99.943
14	15.931	2.928	5.079	4.740	1.326	2.725	0.197	64.549	1.105	98.580
15	16.338	2.730	5.554	4.690	1.576	3.111	0.199	64.966	1.291	100.455
Min	15.901	2.730	4.402	4.542	1.149	2.341	0.118	64.549	0.987	98.580
Max	16.532	3.037	5.554	5.262	1.576	3.215	0.208	66.737	1.291	100.809
\bar{x}	16.116	2.888	4.965	4.880	1.343	2.792	0.165	65.712	1.142	100.003
S	0.169	0.103	0.278	0.225	0.150	0.258	0.033	0.777	0.084	0.582

Tabla 6. Composición química del nivel de ceniza HTA2, turbera Terra Australis. Min.: valor mínimo. Max.: valor máximo. \bar{x} : media aritmética. S: desvío estándar.

6. SISTEMÁTICA DEL MATERIAL FÚNGICO

En este capítulo se incluyen las descripciones sistemáticas de los restos fúngicos registrados en las secciones fósiles y muestras de superficie de Tierra del Fuego.

División GLOMEROMYCOTA C. Walker y A. Schüßler, 2001

Orden GLOMERALES Morton y Benny, 1990

Familia GLOMERACEAE Pirozynski y Dalpé, 1989

Glomus sp.

Lámina 1. Figs. 1–12

Material estudiado. UNSP MS 3196: V33, R29; UNSP TLC 3300: L36, 3510: Y38, Z42, 3514: N45/1, 3515: Y36, 3521: Z33, 3522: L27/3, 3525: V31/3.

Descripción. Esporas subesféricas, aseptadas, de color amarillo claro a marrón claro, 27–55 x 21–42 μm , con la superficie de la pared ornamentada con perforaciones distribuidas irregularmente, 1–3 μm de espesor. Hifas de longitud variable, de 5–55 μm de longitud, 3–6 μm de ancho en el ápice, 5–8 μm de ancho en la base.

Observaciones. Esporas de *Glomus* sp. han sido registradas por van Geel (2001). *Glomus* es un género de hongos endomicorrízicos que se encuentra asociado a una gran variedad de plantas.

División ASCOMYCOTA Cavalier-Smith, 1998

Orden DIAPORTHALES Nannfeldt, 1932

Tipo-Valsaria

Lámina 2. Figs. 1–3

Material estudiado. UNSP TLC 3300: T33/2, T47, L30, 3519: P46/3, Q24, Q46/3, V31, V43; UNSP TTA 3673: K51/1, 3676: S34.

Descripción. Esporas elipsoidales, uniseptadas, levemente indentadas en los septos, de color marrón claro, 22–32 x 11–20 μm . Pared constituida por dos capas, pared interna de menos de 1 μm de espesor, en contacto o separada de la pared externa; pared externa de espesor variable, de 1-3 μm , fuertemente ondulada.

Observaciones. Esporas similares han sido descritas por van Geel *et al.* (2003: Tipo 140: *Valsaria variospora*, Lámina 1, figs. 32–33). Estas ascosporas fósiles aparecen frecuentemente en depósitos formados bajo condiciones húmedas eutróficas.

Orden DOTHIDEALES Lindau, 1897

Familia DACAMPIACEAE Körber, 1855

Bysothecium circinans Fuckel 1861

Lámina 2. Figs. 4–5

Material estudiado. UNSP TTA 4063: X44/2, 4074: N36/4, 4079: Y37.

Descripción. Esporas elipsoidales, con 3 septos transversales, indentadas en los septos, de color marrón, 46–49 x 19–25 μm . Células centrales de color pardo oscuro, células apicales más pálidas y pequeñas. Pared constituida por dos capas, pared interna de *ca.* 1 μm de espesor; pared externa o episporio verrucoso, de 2-4 μm de espesor.

Observaciones. Esporas similares han sido registradas por van Geel y Aptroot (2006). *Bysothecium circinans* es un hongo saprofítico o parásito débil sobre sustratos leñosos. Estas ascosporas fósiles frecuentemente aparecen en depósitos de turberas holocénicas formados bajo condiciones oligo-mesotróficas (van Geel y Aptroot, 2006).

Orden MAGNAPORTHALES Thongkantha, Vijaykrishna y Hyde, 2009

Familia MAGNAPORTHACEAE P.F. Cannon, 1994

***Gaeumannomyces* sp.**

Lámina 2. Figs. 6–12

Material estudiado. UNSP MS 3182: S35/2, S43/2; UNSP TLC 3243: E43, 3547: Q46/3.

Descripción. Hifopodios de color marrón, 20–28 x 15–24 μm , con extremos romos y un poro central prominente, claro, de 3 μm de diámetro, pared de menos de 1 μm de espesor. Hifas corredoras, con 0–2 septos, de color marrón, de 20–26 μm de longitud y de 4–5 μm de ancho.

Observaciones. Este material se asemeja a *Gaeumannomyces graminis* (Sacc.) Arx y D.L. Olivier por la forma lobulada de los hifopodios (*vide* Walker, 1980). Las hifas corredoras se observaron en las muestras de superficie. *Gaeumannomyces graminis* es una especie cosmopolita y ha sido documentada en raíces, tallos y vainas de hojas de varias especies de Poaceae (Farr y Rossman, 2011). Esta especie ha sido encontrada en Valdivia y la Región de la Araucanía, Chile (Oehrens, 1961; Mujica *et al.*, 1980). Mauquoy *et al.* (2004) registraron en una turbera holocena ubicada en un valle interior de Tierra del Fuego una especie de *Gaeumannomyces* a la que asignaron a *G. cf. caricis*.

Orden MICROTHYRIALES G. Arnaud, 1918

Familia MICROTHYRIACEAE Saccardo, 1883

cf. *Microthyrium fagi* Ellis 1977

Lámina 3. Figs. 1–3

Material estudiado. UNSP MS 3163: Z47/3, Y37/2, T30, R43.

Descripción. Cuerpos reproductivos de contorno circular, formados por una sola capa de células elongado-lobuladas que se disponen radialmente, de color marrón oscuro, con margen lobulado, 95–130 x 93–125 μm . Ostíolo circular, central, 15–24 x 15–20 μm , rodeado por un anillo de células de paredes engrosadas.

Observaciones. Este material muestra coincidencia con los ejemplares descritos e ilustrados por Arambarri y Gamundi (1984, Lámina 1, fig. 2), en cuanto a su morfología general, rango de tamaño y a la presencia de hileras de hifas que se ramifican dicotómicamente. *Microthyrium fagi* ha sido registrado sobre hojas muertas y caídas de *Nothofagus pumilio* en Tierra del Fuego y Neuquén, Argentina (Arambarri y Gamundi, 1984). Asimismo se observa una similitud con el ejemplar ilustrado por García Massini *et al.* (2004) como Tipo I (Fig.3G), pero éste presenta hifas anastomosadas.

cf. *Trichothyrites* sp. (*vide* Rosendahl, 1943)

Lámina 3. Fig. 4

Material estudiado. UNSP MS 3163: Q34.

Descripción. Ascoma de contorno circular, formado por dos capas de células, de color marrón claro, con margen lobulado, 63 x 57 μm ; las células de la capa superior poseen

paredes engrosadas, y las de la capa inferior paredes delgadas. Cuello corto, elevado. Ostíolo circular, central, 10 μm diám., con una célula elongada en una corta seta.

Observaciones. Este ascoma muestra cierta similitud con *Trichothyrites* sp. 1 (García Massini *et al.*, 2004, Fig. 3D), el cual difiere por su margen liso.

Ascoma indet. 1

Lámina 3. Fig. 5

Material estudiado. UNSP MS 3193: S31.

Descripción. Ascoma circular, formado por una capa de células rectangulares, de paredes engrosadas y dispuestas radialmente, de color marrón oscuro, 62 μm diám.; ostíolo circular, central, 16 μm diám. Pared de las células de aproximadamente 1 μm de espesor.

Observaciones. Este ejemplar no pudo ser asignado a nivel generico dado que los márgenes del ascoma presentan un mal estado de preservación.

Ascoma indet. 2

Lámina 3. Fig. 6

Material estudiado. UNSP TLC 3241: F29/2.

Descripción. Ascoma circular formado por una capa de células cuadrangulares, aparentemente el centro del cuerpo presenta dos capas, de color marrón claro, con borde liso, 65 μm diám. Las células son de pared delgada y están dispuestas radialmente. Ostíolo ovoide, central, 13 x 8 μm , rodeado por un anillo de células de paredes engrosadas.

Familia SPORORMIACEAE Munk, 1957

Tipo-*Sporormiella* (*fide* van Geel *et al.*, 2003)

Lámina 4. Figs. 1–6

Material estudiado. UNSP MS 3184: M37, L38/3, K39; UNSP TLC 3238: X42, 3239a: Z30/3.

Descripción. Esporas cilíndricas, pluricelulares, color marrón oscuro, con septos transversos a oblicuos, de pared lisa, se separan con facilidad en células individuales. Células terminales semi-ovoidales, 11–14 x 6–10 μm ; células centrales más o menos cilíndricas, 10–15 x 7–12 μm , cada célula presenta un surco germinativo oblicuo al eje longitudinal de la espora.

Observaciones. Sólo se han encontrado fragmentos de esporas enteras; sin embargo, las células separadas mostraron suficientes caracteres para su identificación. En una muestra se halló además un ascoma roto. Células individuales de esporas Tipo-*Sporormiella* han sido descritas por Davis *et al.* (1977) y van Geel *et al.* (2003), entre otros. La mayoría de las especies de *Sporormiella* son coprófilas, su presencia está asociada con el estiércol de animales herbívoros.

Orden MELANOSPORALES Zhang y Blackwell, 2007

Familia CERATOSTOMATACEAE G. Winter, 1885

***Sphaerodes* sp.** (*fide* Borel *et al.*, 2001)

Lámina 4. Fig. 10

Material estudiado. UNSP MS 3183: Y28/1, V50, T45, Q47, H41.

Descripción. Esporas citriformes y de eje recto, aseptadas, color marrón oscuro, con pared gruesa, reticulada, 18–20 x 12–16 μm , con un poro germinativo fuertemente umbonado en ambos polos, 1,5–2 μm diám.; pared de 1 μm de espesor, ornamentada con un retículo poligonal irregular, cuyos lúmenes miden entre 1–4 μm y sus muros alrededor de 1 μm .

Orden SORDARIALES Chadeaud ex Hawksworth y Eriksson, 1986

Familia SORDARIACEAE G. Winter, 1885

***Gelasinospora* sp.**

Lámina 4. Figs. 7 y 14

Material estudiado. UNSP TLC 3300: H36, 3301: O33/3, Q29/4, X43/1, Y35, Z43/2, 3369: S50.

Descripción. Esporas elipsoidales, aseptadas, color marrón oscuro, 18–24 x 12–14 μm . Pared ornamentada con poros distribuidos regularmente de 1 μm diám.

Observaciones. Esporas semejantes han sido citadas en depósitos de turba postglaciales de los Países Bajos (van Geel y Aptroot, 2006). A partir de una reconstrucción filogenética basada en estudios moleculares todas las especies del género *Gelasinospora* han sido incluidas en el género *Neurospora* (García *et al.*, 2004). Por razones prácticas se adoptó el criterio de van Geel y Aptroot (2006) de continuar utilizando el nombre *Gelasinospora*.

Tipo-*Sordaria* (*fide* van Geel *et al.*, 2003)

Lámina 4. Figs. 8–9

Material estudiado. UNSP MS 3164: T32/4, MS 3182: X30; UNSP TLC 3299: X38/3, 3519: U32/2, 3522: Y46/1.

Descripción. Esporas elipsoidales, aseptadas, de color marrón oscuro, 18–20 x 10–12 μm , monoporadas, poro apical de 1,5–2 μm de ancho, levemente umbonado. Pared lisa de *ca.* 1 μm de espesor, engrosada y oscurecida alrededor del poro.

Observaciones. Esporas similares han sido registradas por van Geel *et al.* (2003). Ascosporas similares son producidas por varias especies de Sordariales en su mayoría coprófilas (van Geel *et al.*, 2003). Su hallazgo se considera un buen indicador de actividades locales de pastoreo (López-Sáez y López-Merino, 2007).

Orden XYLARIALES Nannfeldt, 1932

Familia XYLARIACEAE Tulasne y Tulasne, 1863

Anthostomella cf. fuegiana Spegazzini, 1887

Lámina 4. Fig. 12

Material estudiado. UNSP TLC 3496: Z25/1, 3524: Y27/1.

Descripción. Espora fusiforme, ligeramente curvada, aseptada, color marrón claro, 13–16.5 x 6 μm , con un surco sobre el lado recto de la espora que ocupa la mitad de la longitud de la misma. Pared psilada de menos de 1 μm de espesor.

Observaciones. Esporas semejantes fueron descritas e ilustradas por van Geel (1978) en turberas elevadas de Europa noroccidental.

cf. Xylariaceae/Sordariaceae/Coniochaetaceae (*fide* Gelorini *et al.*, 2011)

Lámina 4. Fig. 13

Material estudiado. UNSP TLC 3547: J44.

Descripción. Espora fusiforme, ligeramente curvada, aseptada, de color marrón oscuro, 22 x 8 μm , con un surco longitudinal poco visible. Pared psilada de 1 μm de espesor.

Observaciones. De acuerdo con Gelorini *et al.* (2011), se utilizó cf. para este tipo de esporas dada su similitud morfológica con miembros de las familias Coniochaetaceae, Sordariaceae y Xylariaceae. Esporas similares han sido identificadas en sedimentos lacustres de Uganda, África oriental (Gelorini *et al.*, 2011).

Tipo-Xylariales

Lámina 4. Fig. 11

Material estudiado. UNSP MS 3163: V38/2.

Descripción. Espora elipsoidal, aseptada, de color marrón oscuro, 19 x 13 μm , de pared lisa, de 1 μm de espesor, con un surco longitudinal que ocupa toda la longitud de la espora.

Observaciones. Esporas similares han sido descritas por Borel *et al.* (2001: Tipo Xylariaceae, Fig. 4H), sin embargo éstas tienen mayor tamaño (34–35.5 x 19–22.4 μm) y el surco ocupa las dos terceras partes de la longitud de la espora.

Hongos mitospóricos

***Alternaria* sp. A**

Lámina 5. Fig. 1

Material estudiado. UNSP MS 3163: P41.

Descripción. Espora obclaviforme, muriforme, con 6 septos transversales y septos longitudinales irregularmente espaciados, indentada en los septos, color marrón claro, 41 x 13 μm , con una cicatriz apical de 2 μm de diámetro. Pared escabrada de 1 μm de espesor.

Observaciones. El presente material muestra similitud con *Alternaria* 1 mencionado por Borel *et al.* (2001: Fig. 6A) en depósitos del Pleistoceno tardío - Holoceno de la Cuenca de Arroyo Chasicó, Buenos Aires (Argentina), pero ese ejemplar tiene mayor tamaño (54 x 18 μm) y 7 septos.

***Alternaria* sp. B**

Lámina 5. Fig. 2

Material estudiado. UNSP MS 3182: P47.

Descripción. Espora obclaviforme, muriforme, rostrada, con 4 septos transversales y septos longitudinales poco visibles, indentada en los septos, color marrón claro, 38 x 15 μm , pared escabrada a lisa en el rostro de menos de 1 μm de espesor.

Observaciones. Esta espora presenta ciertas similitudes con el material descrito como *Alternaria* 2, por Borel *et al.* (2001, Fig. 6B), el cual tiene mayor tamaño (46–51 x 13 μm) y la ornamentación es escabrada.

***Alternaria* sp. C**

Lámina 5. Fig. 3

Material estudiado. UNSP TLC 3547: S27.

Descripción. Espora obclaviforme, muriforme, rostrada, con 6 o más septos transversales y septos longitudinales no alineados, indentada en los septos, color marrón claro, 52 x 17 μm . Pared escabrada de menos de 1 μm de espesor, psilada en el rostro.

***Alternaria* sp. D**

Lámina 5. Fig. 4

Material estudiado. UNSP TLC 3370b: V26.

Descripción. Espora obclaviforme, muriforme, rostrada, con 3 septos transversales y un septo longitudinal, color marrón claro, 26 x 10.5 μm . Pared escabrada de menos de 1 μm de espesor, con una cicatriz de adhesión de 2 μm de diámetro.

***Arthrinium puccinioides* Kunze y Schmidt, 1823**

Lámina 5. Figs. 14–15

Material estudiado. UNSP MS 3196: X45, 3182: Y23, X23/2, N44.

Descripción. Conidios rectangulares a pentagonales, aseptados, de color marrón oscuro y pared lisa, 15–13 x 15–12 μm , pared de 1 μm de espesor.

Observaciones. Esta especie ha sido citada en Tierra del Fuego por Ellis (1971). *Arthrinium puccinioides* se ha registrado sobre hojas muertas de varias especies de Cyperaceae (Ellis, 1971; Saccardo, 1886).

***Dictyosporium* sp. (fide Bianchinotti y Sánchez, 2007)**

Lámina 5. Figs. 5 y 12

Material estudiado. UNSP MS 3163: P41, 3164: Z40, R36, L47/2, 3184: G38/2.

Descripción. Esporas cilíndricas, multicelulares, quiroides, de marrón claro a oscuro, lisas, con las células dispuestas en 7 o más hileras, más o menos rectas, no indentada en los septos, 49–70 x 22–37 μm ; pared de menos de 1 μm de espesor.

***Endophragmia* sp.**

Lámina 5. Fig. 10

Material estudiado. UNSP MS 3193: U42.

Descripción. Conidio cilíndrico, truncado en la base, redondeado en el ápice, 9-septado, no constricto en los septos, de color marrón oscuro, ápice más claro, 58 x 7 μm ; pared punteada, de menos de 1 μm de espesor, con una cicatriz basal.

Observaciones. Este material muestra similitud con *Endophragmia alternata* Tubaki y Saito 1969, del cual difiere por la presencia de puntuaciones en la pared (Matsushima, 1975).

***Spegazzinia tessarthra* Berkeley y M.A. Curtis 1886**

Lámina 5. Figs. 6–8

Material estudiado. UNSP TTA 3698: H29/2, B44/4.

Descripción. Conidios cuadrangulares, septados de manera cruciforme, resultando en 4 células subglobosas, de color marrón oscuro, 14-15 x 16-18 μm ; pared de *ca.* 1 μm de espesor, ornamentados con espinas de 1-3 μm de longitud.

Observaciones. Esta especie ha sido reportada sobre distintas plantas, en el suelo y en la madera de *Nothofagus pumilio* en Tierra del Fuego (Godeas y Arambarri, 2007).

***Sporidesmium* sp.**

Lámina 5. Fig. 11

Material estudiado. UNSP MS 3182: X39, G45.**Descripción.** Conidios obclaviformes, 7-8 septados, indentados en los septos, de color marrón, con las células terminales más claras, lisos, 107–123 x 15–17 μm ; pared de 1 μm de espesor.**Observaciones.** El material no pudo ser asignado a nivel específico dado que los extremos de los conidios se encontraron rotos. *Sporidesmium* es un género saprófito comúnmente asociado a madera en descomposición (Ellis 1971, 1976).**cf. *Sporidesmium* sp.**

Lámina 5. Figs. 13 y 20

Material estudiado. UNSP TLC 3371: H49, M29/2.**Descripción.** Esporas obclaviformes, con 4–6 septos transversales, levemente indentadas en los septos, color marrón claro, 82–133 x 18–19 μm . Pared levemente escabrada de 1.5–2 μm de espesor.**Observaciones.** En todos los ejemplares estudiados los extremos de los conidios se encontraron rotos.***Tetraploa aristata* Berkeley y Broome, 1850**

Lámina 5. Figs. 16–19

Material estudiado. UNSP MS 3199: V42/2, U24, K35/1.

Descripción. Conidios cilíndricos, cortos, con apéndices terminales, muriformes, de color marrón, verrugosos, 38–48 x 20–25 μm , formados por 4 hileras de 9–12 μm de ancho, compuestas por 5 células, cada hilera terminada en un apéndice setoso. Apéndices de color marrón, aclarándose hacia el extremo distal, lisos, 30–58 μm de largo, más anchos en la parte basal, ápice truncado, 5 μm de ancho en la base, 3–3,5 μm de ancho en el ápice, con 1–3 septos transversales a intervalos de 10 a 17,5 μm .

Observaciones. La ornamentación es variable; algunas veces está limitada a las células basales, o en otros casos, se dispone en todo el cuerpo principal del conidio. *Tetraploa aristata* es un hongo ubicuo y cosmopolita (Tanaka *et al.*, 2009). Esta especie ha sido citada en Tierra del Fuego por Cannon *et al.* (1989).

Fragmento de conidio helicospórico indet. 1

Lámina 5. Fig. 9

Material estudiado. UNSP TTA 3826: U45.

Descripción. Fragmento de conidio helicoidal, de color marrón claro, 41 x 28 μm , formado por 5 hélices, los filamentos tienen un diámetro de 5–6 μm . Pared levemente escabrada de *ca.* 1 μm de espesor.

Observaciones. El material no pudo ser asignado a un género dado que el conidio está roto. Los hifomicetos helicospóricos comprenden un grupo de hongos microscópicos, en su mayoría saprófitos, hallados a menudo creciendo sobre hojarasca o sobre otros tejidos vegetales en descomposición en hábitats húmedos o cercanos a cuerpos de agua (Heredia Abarca *et al.*, 2002; Zhao *et al.*, 2007).

División BASIDIOMYCOTA R.T. Moore, 1980

Orden PUCCINIALES Clements y Shear, 1931

Familia PUCCINIACEAE Chevallier, 1826

Tipo-Uredinales

Lámina 6. Fig. 1

Material estudiado. UNSP MS 3181: Y39, W31/2, V28, V34/4.

Descripción. Esporas esféricas, aseptadas, de color marrón pálido, espinosas, 11–14 x 7–11 μm , con dos o tres poros; pared de 1–2 μm de espesor.

Observaciones. Estas esporas presentan características similares a las uredosporas, una de las esporas producidas por las royas. Los Uredinales constituyen uno de los grupos de hongos más numeroso, diverso y de amplia distribución mundial. Estos hongos son parásitos obligados de un amplio rango de plantas incluyendo helechos, coníferas y angiospermas (Aime, 2006).

Esporas fúngicas indeterminadas

Tipo A

Lámina 6. Fig. 2

Material estudiado. UNSP MS 3184: S31/1, O25/3.

Descripción. Esporas cilíndricas, bicelulares, indentadas o no en los septos, de color marrón pálido, pared punteada a reticulada, 22–24 x 15 μm , biporadas, poros ubicados uno en cada célula, 1 μm diám.; pared de 1–2 μm de espesor.

Tipo B

Lámina 6. Fig. 3

Material estudiado. UNSP MS 3184: K43, V29.

Descripción. Esporas cilíndricas, bicelulares, de color marrón oscuro, lisas, 10,5–13 x 5 μm ; pared de 0,8–1 μm de espesor.

Tipo C

Lámina 6. Fig. 4

Material estudiado. UNSP MS 3197: Z38, Y38/2, R39, R39/3.

Descripción. Esporas cilíndricas, 3-septadas (?), sólo el septo medio está bien preservado, no indentadas en los septos, marrones, 12–14 x 5–8 μm ; pared punteada, de 1 μm de espesor.

Tipo D

Lámina 6. Fig. 5

Material estudiado. UNSP MS 3197: W40, Y38/4.

Descripción. Esporas globulares, multicelulares, marrones, lisas, 31–34 x 28 μm , formadas por trece o más células ubicadas en 2 planos y dispuestas irregularmente; células individuales esféricas o poligonales, 6–13 μm diám., pared de menos de 1 μm de espesor.

Tipo E

Lámina 6. Fig. 6

Material estudiado. UNSP MS 3163: Z35, Y47/4, Y37/2, X28/1.

Descripción. Esporas esféricas a subesféricas, aseptadas, de color marrón oscuro, lisas, 6–9 x 6–7 μm ; pared de 1 μm de espesor.

Tipo F

Lámina 6. Fig. 7

Material estudiado. UNSP MS 3199: V40, W40.

Descripción. Esporas esféricas, aseptadas, de color marrón oscuro, pared punteada, 31–34 x 28–29 μm , monoporadas, poro de 2 μm diám., algunas veces ausente; pared de 1–2 μm de espesor.

Incertae sedis

Tipo 364 (*vide* Hooghiemstra, 1984)

Lámina 6. Fig. 8

Material estudiado. UNSP MS 3163: P34, 3181: M43.

Descripción. Esporas cilíndricas, muriformes, formadas por 6 hileras de células más o menos rectas, las cuales se ubican en 2 planos, color marrón, lisas, 32–41 x 20–22 μm , con un poro en cada célula, 1 μm diám., pared de menos de 1 μm de espesor.

Observaciones. El rango de variación del tamaño esporal en el Tipo 364 descrito por Hooghiemstra (1984) es de 23–28 x 16–18 μm .

Tipo 370 (*fide* Hooghiemstra, 1984)

Lámina 6. Figs. 9–10

Material estudiado. UNSP MS 3182: N33, 3183: S30, O49, 3199: U29; UNSP TLC 3240: Y44/1.

Descripción. Esporas esféricas, aseptadas, de color marrón oscuro, espinosas, 9–10 μm diám., pared de *ca.* 1 μm de espesor; espinas delgadas, 0,5–3 μm de largo.

Tipo 810 cf. *Byssothecium alpestre* (Tóth) Boise (*fide* Mauquoy *et al.*, 2004)

Lámina 6. Fig. 11

Material estudiado. UNSP TLC 3274: K37/2, T44, 3295: U50/4, 3524: M33, J29/3, W43/2, W46/3, 3548: T25/4.

Descripción. Esporas elipsoidales, con tres septos transversales, levemente indentadas en los septos, color marrón claro, 46–55 x 16–19 μm . Células centrales de color pardo oscuro, células apicales más pálidas y pequeñas. Pared lisa de 1 μm de espesor.

Observaciones. Esporas similares han sido reportadas previamente para depósitos de turberas holocénicas en Tierra del Fuego por Mauquoy *et al.* (2004).

Tipo G

Lámina 6. Fig. 12

Material estudiado. UNSP MS 3163: V33/3; 3184: E33/4.

Descripción. Esporas esféricas, aseptadas, de color marrón oscuro, espinosas, 20–25 μm diám., espinas uniformemente distribuidas, hasta 5 μm de longitud.

Tipo H

Lámina 6. Fig. 13

Material estudiado. UNSP MS 3196: X40, 3195: Z28, Z29, T33.

Descripción. Esporas esféricas, aseptadas, de color marrón pálido, 15–16 x 13 μm , pared de 0,75 μm de espesor, ornamentadas con espinas de menos de 1 μm de longitud.

Tipo I

Lámina 6. Fig. 14

Material estudiado. UNSP MS 3196: Y48, W48.

Descripción. Esporas esféricas, aseptadas, hialinas, 14–15 μm ; pared de 2 μm de espesor, con crestas superficiales de 1,5–2 μm de ancho, que forman una hélice alrededor de la espora.

REFERENCIAS LÁMINAS DE LOS RESTOS FÚNGICOS

Lámina 1: Escala gráfica = 10 µm. Número de muestra seguido por coordenadas *England Finder*.

1–5. Esporas de *Glomus* sp., 1: UNSP MS 3196: V33; 2: UNSP TLC 3300: L36; 3: UNSP TLC 3521: Z33; 4: UNSP MS 3196: R29; 5: UNSP TLC 3514: N45/1. 6. Fragmento de hifa de *Glomus* sp., UNSP TLC 3510: Z28/3. 7–12. Esporas de *Glomus* sp., 7: UNSP TLC 3522: L27/3; 8: UNSP TTA 3654: N52; 9: UNSP TTA 3652: S48; 10: UNSP TTA 3735: L28/1; 11: UNSP TTA 3630: U44; 12: UNSP TTA 3679: J38.

Lámina 2: Escala gráfica = 5 µm. Número de muestra seguido por coordenadas *England Finder*.

1–3. Tipo-*Valsaria* 1: L30. 2: UNSP TLC 3519: P46/3; 3: UNSP TLC 3519: V31. 4–5. *Byssothecium circinans*, 4: UNSP TTA 4079: Y37; 5: UNSP TTA 4074: N36/4. 6–12. *Gaeumannomyces* sp. 6: UNSP TLC 3243: E43; 7: UNSP TLC 3547: Q46/3; 8: UNSP MS 3182: S35/2; 9: UNSP TTA 3738: Y41; 10, 11: UNSP MS 3182: S43. 12: UNSP TTA 3738: Z37.

Lámina 3: Escala gráfica = 10 µm. Número de muestra seguido por coordenadas *England Finder*.

1–3. cf. *Microthyrium fagi*, 1. UNSP MS 3163: Z47/3. 2. UNSP MS 3194: O31. 3. UNSP MS 3184: Z36/3. 4. cf. *Trichothyrites* sp., UNSP MS 3163: Q34. 5. Ascoma indet. 1, UNSP MS 3193: S31. 6. Ascoma indet. 2, UNSP TLC 3241: F29/2.

Lámina 4: Escala gráfica = 5 µm, excepto en figura 4 = 10 µm. Número de muestra seguido por coordenadas *England Finder*.

1–3. Tipo-*Sporormiella*. 1: UNSP MS 3184: L38/3; 2: UNSP MS 3184: L38; 3: UNSP TLC 3239a: Z30/3. 4. Cuerpo reproductivo roto con ascosporas de Tipo-*Sporormiella*, UNSP MS 3184: M37. 5–6: Tipo-*Sporormiella*. 5: 9, UNSP TLC 3238: X42; 6: UNSP MS 3164: T41. 7. *Gelasinospora* sp., UNSP TLC 3301: X43/1, la flecha indica un fitoclasto oxidado. 8–9. Tipo-*Sordaria*, 8: UNSP MS 3164: T32/4; 9: UNSP TLC 3522: Y46/1. 10. *Sphaerodes* sp., UNSP MS 3183: V50. 11. Tipo-Xylariales, UNSP MS 3163: V38/2. 12. *Anthostomella* cf. *fuegiana*, UNSP TLC 3524: Y27/1. 13. cf. Xylariaceae/Sordariaceae/Coniochaetaceae (*vide* Gelorini *et al.*, 2011), UNSP TLC 3547: J44. 14. *Gelasinospora* sp., UNSP TLC 3301: O33/3.

Lámina 5: Escala gráfica: 1-8 = 5 μm , 9-13 = 10 μm , 14-15 = 5 μm , 16-20 = 10 μm . Número de muestra seguido por coordenadas *England Finder*.

1. *Alternaria* sp. A, UNSP MS 3163: P41. 2. *Alternaria* sp. B, UNSP MS 3182: P47. 3. *Alternaria* sp. C, UNSP TLC 3547: S27. 4. *Alternaria* sp. D, UNSP TLC 3370b: V26. 5. *Dictyosporium* sp., UNSP MS 3164: Z40. 6–8. *Spegazzinia tessarthra*, 6,7: UNSP TTA 3698: H29/2; 8: UNSP TTA 3698: B44/4. 9. Fragmento de conidio helicospórico indet. 1, UNSP TTA 3826: U45. 10. *Endophragmia* sp., UNSP MS 3193: U42. 11. *Sporidesmium* sp., UNSP MS 3182: X39. 12. *Dictyosporium* sp., UNSP MS 3163: P41, 13. cf. *Sporidesmium* sp., UNSP TLC: H49. 14–15. *Arthrimum puccinioides*, 14: UNSP MS 3196: X45; 15: UNSP MS 3182: N44. 16–19. *Tetraploa aristata*, UNSP MS 3199: V42/2. 20. cf. *Sporidesmium* sp., UNSP TLC 3371: M29/2.

Lámina 6: Escala gráfica = 5 μm , excepto en figuras 5, 7, 11 y 14 = 10 μm . Número de muestra seguido por coordenadas *England Finder*.

1. Tipo-Uredinales, UNSP MS 3181: Y39. 2. Tipo A, UNSP MS 3184: S31/1. 3. Tipo B, UNSP MS 3184: V29. 4. Tipo C, UNSP MS 3197: Y38/2. 5. Tipo D, UNSP MS 3197: W40.

6. Tipo E, UNSP MS 3163: X28/1. 7. Tipo F, UNSP MS 3199: V40. 8. Tipo G, UNSP MS 3163: V33/3. 9. Tipo H, UNSP MS 3196: X40. 10. Tipo I, UNSP MS 3196: Y48. 11. Tipo 364 (*fide* Hooghiemstra, 1984), UNSP MS 3163: P34. 12–13. Tipo 370 (*fide* Hooghiemstra, 1984), 12: UNSP MS 3182: N33; 13: UNSP TLC 3240: Y44/1. 14. Tipo 810 cf. *Byssothecium alpestre* (*fide* Mauquoy *et al.*, 2004), UNSP TLC 3548: T25/4. 15. Espora multiseptada no identificada, UNSP MS 3163: Z39.

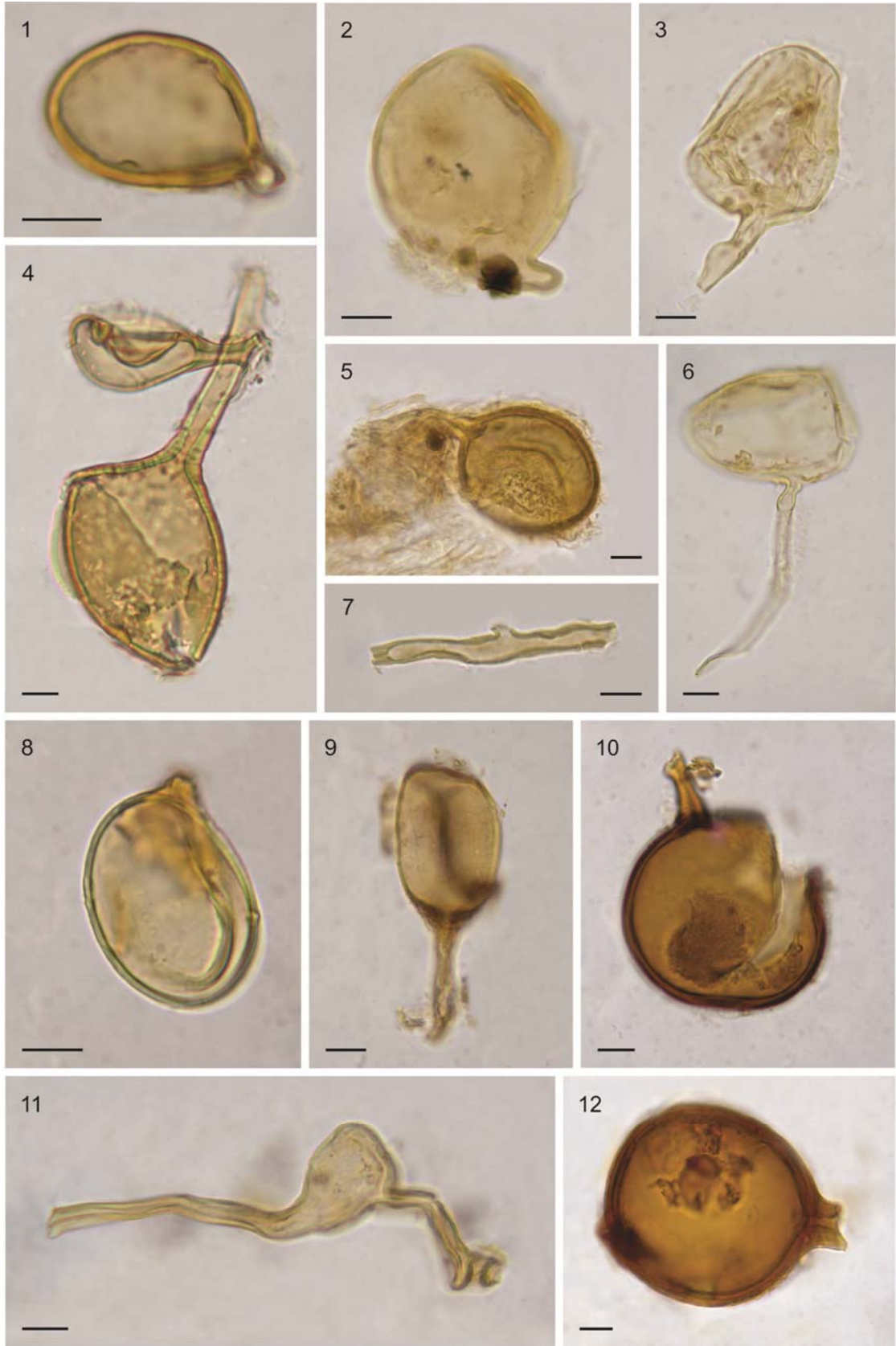


Lámina 1

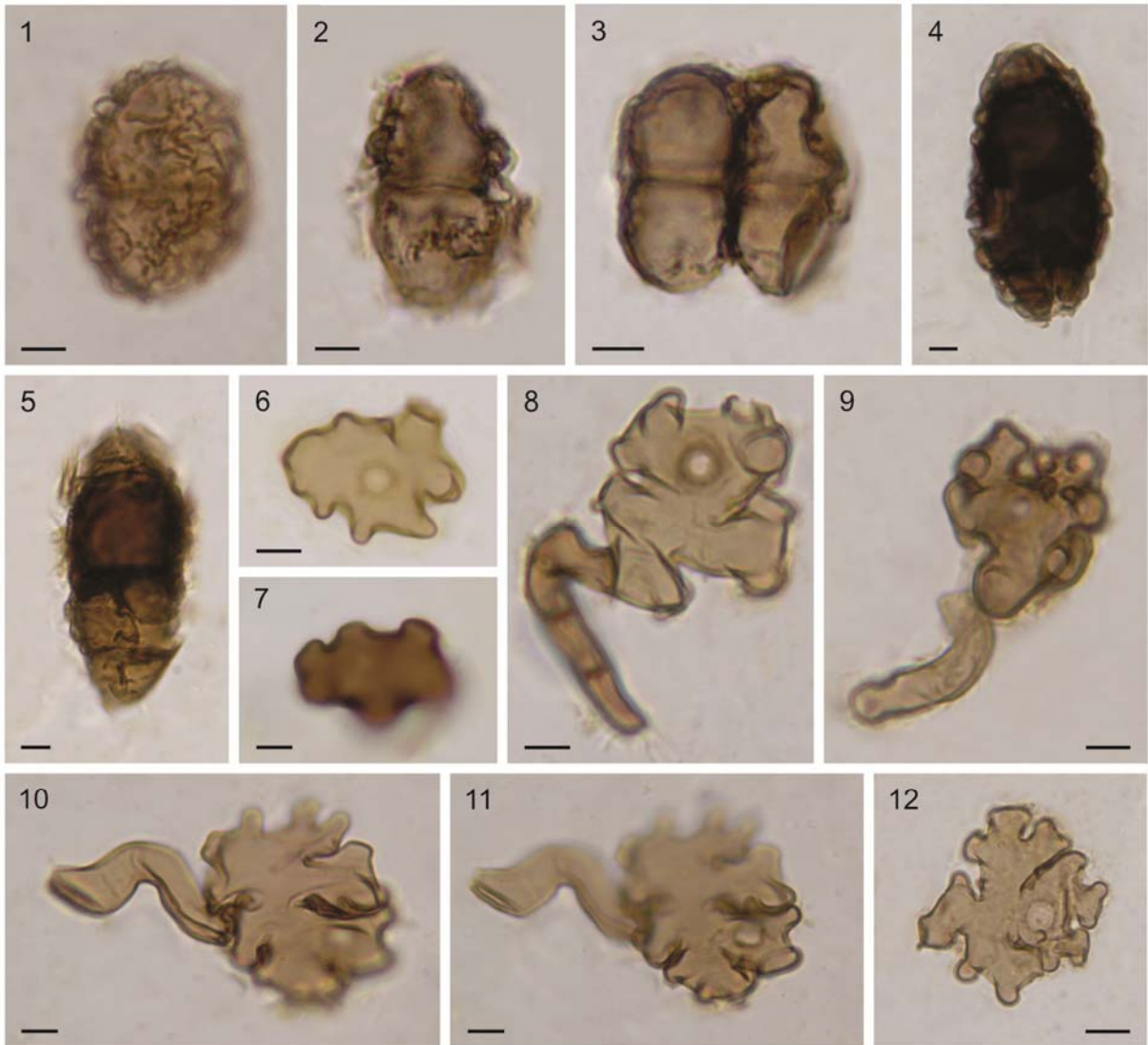


Lámina 2

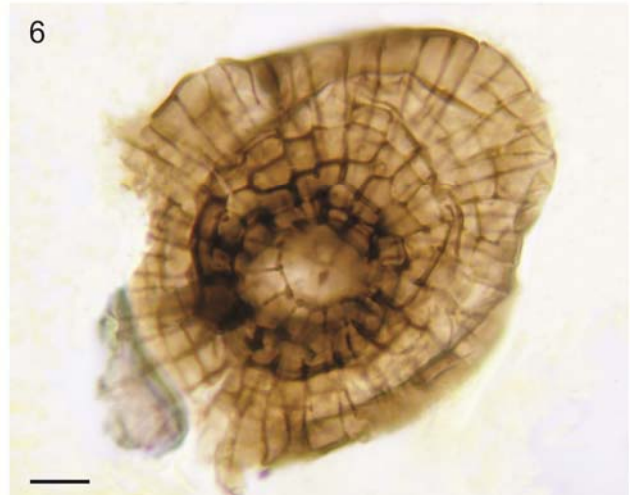
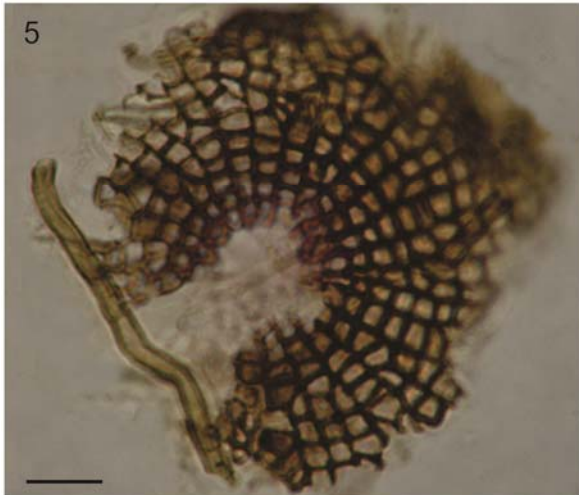
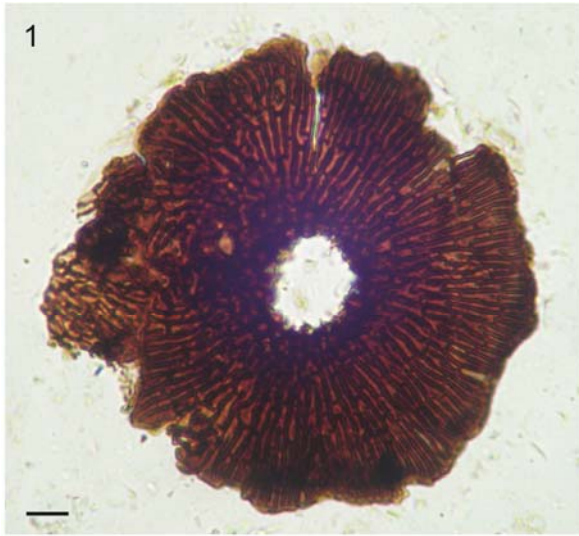


Lámina 3

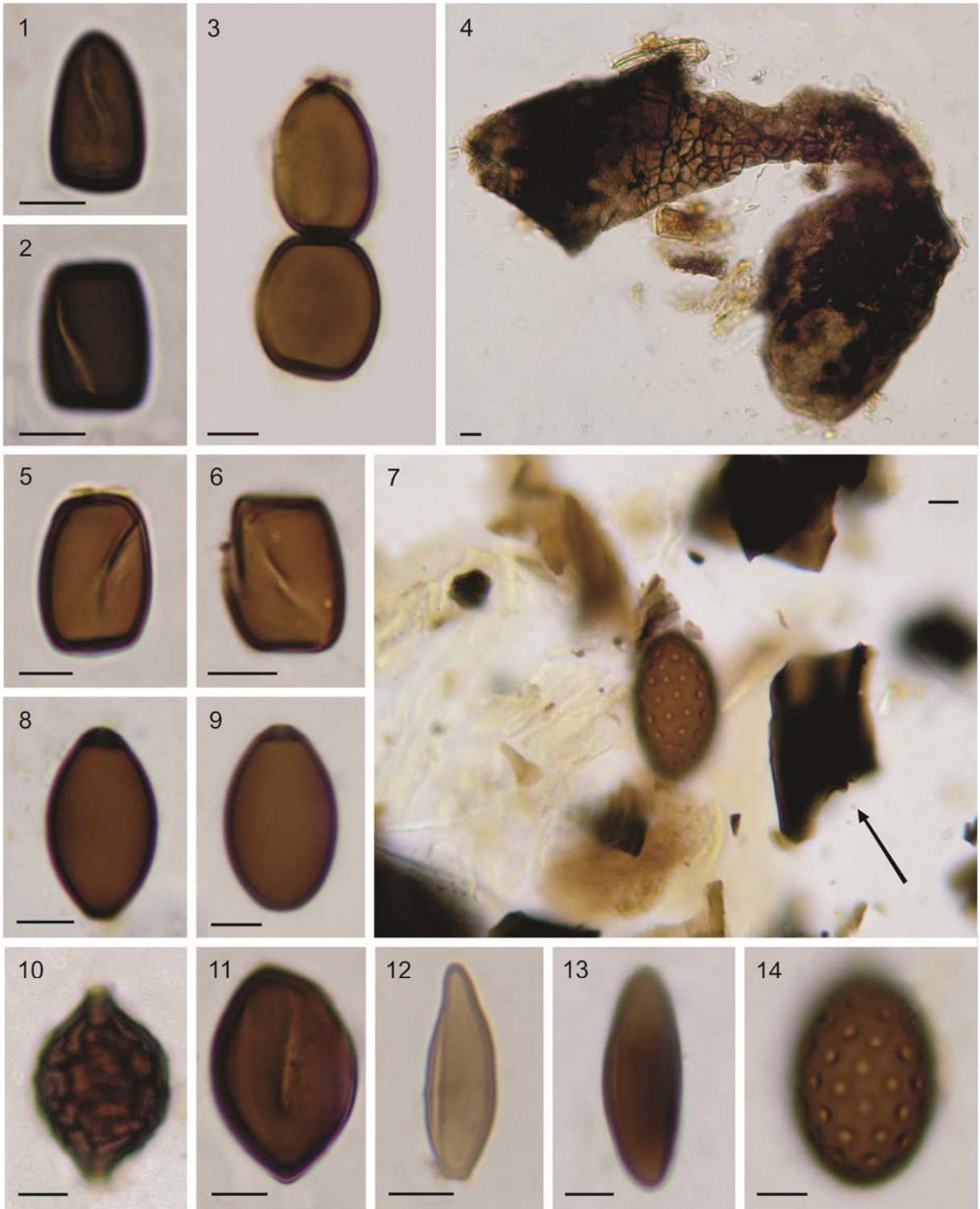


Lámina 4

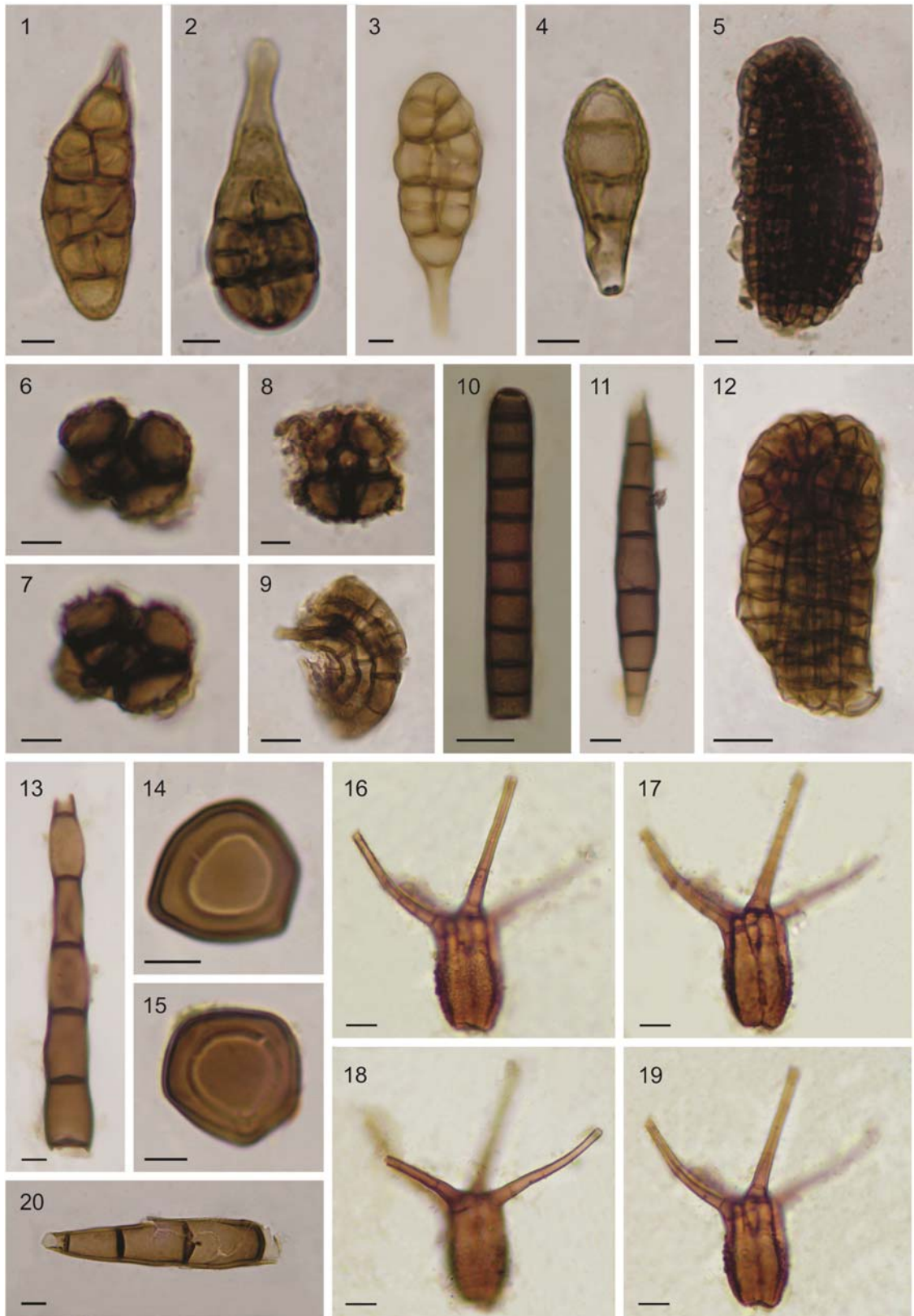


Lámina 5

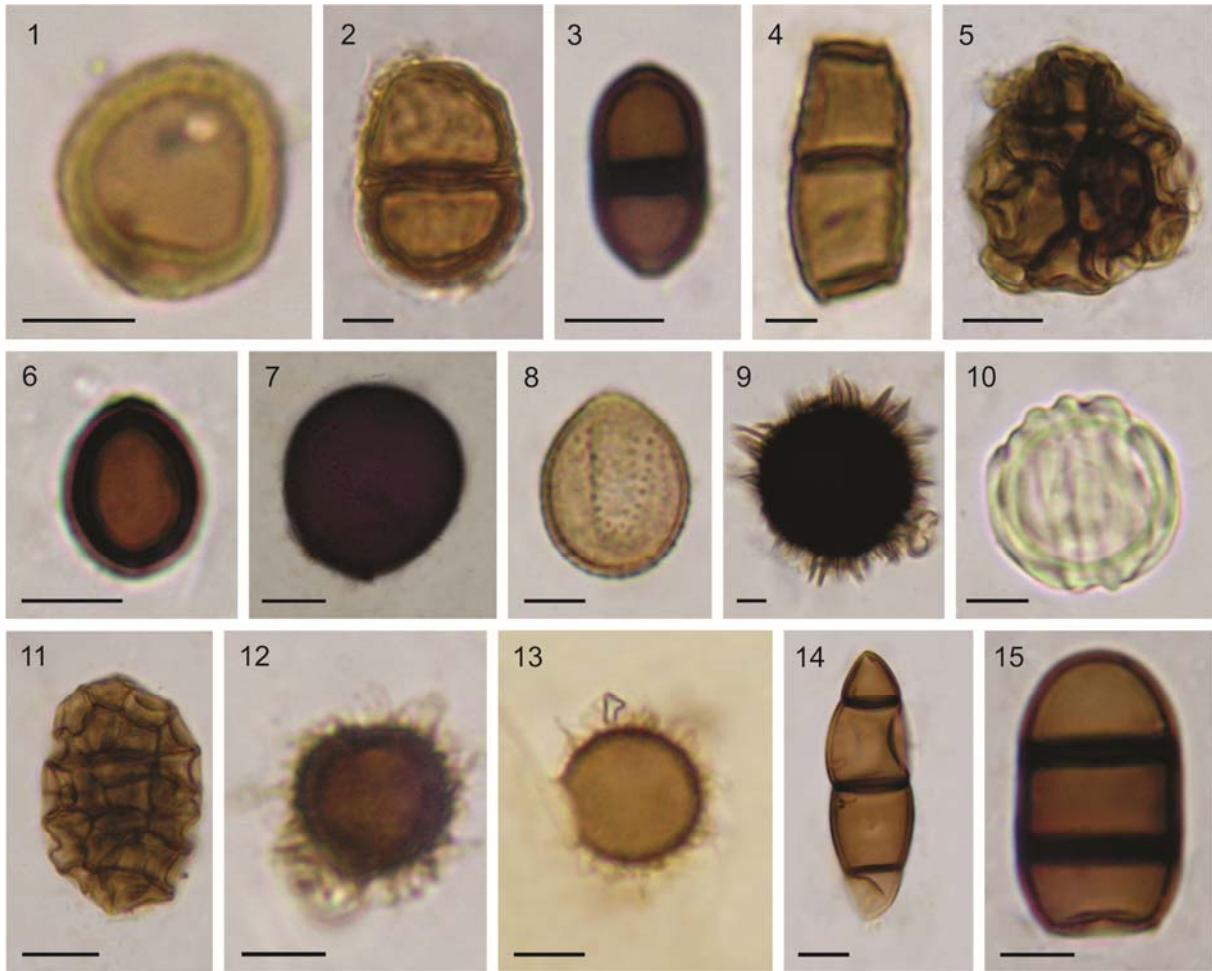


Lámina 6

7. ANÁLISIS PALINOLÓGICO DE MUESTRAS DE SUPERFICIE

7.1. Resultados

El análisis de agrupamiento no restringido de los datos polínicos permitió reconocer las principales unidades de vegetación que caracterizan las comunidades vegetales que se desarrollan en Tierra del Fuego: estepa, ecotono bosque-estepa y bosque de *Nothofagus* (Fig. 24). En la Tabla 7 se detallan las asociaciones polínicas y fúngicas en las diferentes unidades de vegetación. En la Tabla 8 se presenta el listado de los restos fúngicos registrados en las muestras de superficie.

7.1.1. Estepa

Polen. Poaceae alcanza los mayores valores relativos en las muestras de la estepa (37,7–60,5%, media: 47%). Acompañan *Empetrum rubrum* (1,5–5,2%, media: 3,9%) y Asteraceae subf. Asteroideae (0,4–5,3%, media: 2,9%). El polen arbóreo de *Nothofagus* tipo *dombeyi* presenta valores entre 21,8 y 33% (media: 26,6%) y *Misodendrum* registra frecuencias inferiores a 5%. Otras hierbas y arbustos (*Acaena*, Apiaceae, Asteraceae subf. Cichorioideae, *Berberis*, Brassicaceae, Caryophyllaceae, *Gentiana*, *Gunnera*, Ranunculaceae, *Rumex*) registran valores inferiores al 5%. *Azorella* presenta las frecuencias más altas (11,8%) en la muestra MS 11 y el polen de Solanaceae alcanza hasta 12,6% en la muestra MS 10. Entre los taxa acuáticos, Cyperaceae registra valores altos en las muestras MS 10 (8,8%) y MS 11 (29,3%). La concentración polínica total varía entre 33.535 y 156.793 granos/gramo. El polen de *Nothofagus* alcanza en esta unidad de vegetación los valores más bajos de todas las muestras estudiadas (11.050 – 34.198 granos/gramo).

Restos fúngicos. Las clamidosporas de *Glomus* sp. (1,3–16,2%, media: 6,5%) se registran en todas las muestras de la estepa. El Tipo C (33%), el Tipo D (16,8%), el Tipo I

(96,1%) y *Tetraploa aristata* (3,2%) están presentes sólo en algunas muestras de esta unidad de vegetación. Las esporas Tipo H muestran mayor abundancia en las muestras MS 9 (60%) y MS 10 (13,4%). El Tipo-*Sordaria* (0,3–6,7%) y el Tipo-*Sporormiella* (0,3–9,5%) están también presentes en todas las muestras de la estepa. El Tipo 370 y el Tipo-Uredinales registran valores <10%. Las esporas multiseptadas, el Tipo B, el Tipo E, el Tipo F y *Arthrimum puccinioides* aparecen con valores inferiores al 5%. Los valores de concentración fúngica total varían entre 23.000 y 100.013 restos fúngicos/gramo.

7.1.2. Ecotono bosque-estepa

Polen. Las muestras del ecotono se caracterizan por las frecuencias relativamente altas de *Empetrum rubrum* (41,4–46,9%, media: 41,4%) y bajas de Poaceae (3,3–17,5%, media: 10,4%). El polen de *Nothofagus* tipo *dombeyi* presenta valores entre 31,4% y 47,8% (media: 39,6%). *Misodendrum* muestra valores inferiores al 1%. Entre los arbustos y hierbas están presentes Asteraceae subf. Asteroideae (6%), *Rumex* (3%), Apiaceae (2,5%), Caryophyllaceae (2%) y *Berberis* (2%). Los valores de concentración polínica total aumentan con respecto a la unidad anterior (241.037 – 298.049 granos/gramo), registrándose valores elevados de *Empetrum rubrum* (113.302 – 131.344 granos/gramo) y de *Nothofagus* (99.590 – 115.467 granos/gramo).

Restos fúngicos. Las esporas fúngicas Tipo E (38,5–40,7%), los hifopodios de *Gaeumannomyces* sp. (7,4–44,9%) y el Tipo 370 (6,4–14,8%) muestran los mayores valores porcentuales dentro de la unidad. Las esporas Tipo F (11,1%), *Dictyosporium* sp. (5,6%) y el Tipo H (7,4%) también están presentes. Las ascosporas de *Sphaerodes* sp. (6,4%) sólo se encuentran en la muestra MS 13. Las esporas Tipo-*Sordaria* (3,8–7,4%) y Tipo-*Sporormiella* (3,7%) presentan porcentajes similares a los registrados en las muestras de la estepa. Los cuerpos reproductivos de Microthyriaceae están presentes con frecuencias inferiores a 2%.

Los valores de concentración fúngica total varían entre 38.970 y 56.290 restos fúngicos/gramo.

7.1.3. Bosque de *Nothofagus*

Polen. *Nothofagus* tipo *dombeyi* es el taxón dominante en todas las muestras del bosque con frecuencias relativas que varían entre 72% y 90,6% (media: 78,7%). *Misodendrum* presenta valores que fluctúan entre 1,7% y 21,6% (media: 9,6%) y muestra mayor abundancia en aquellas muestras provenientes del interior del bosque (muestras MS 2, MS 3, MS 5 y MS 6) (ver Tabla 1, Cap. 5). Entre los taxa herbáceos y arbustivos, Poaceae (hasta 13,8%, media: 5%) y *Empetrum rubrum* (hasta 18,3%, media: 4%) están presentes con bajos valores. Si bien el polen de Cyperaceae alcanza porcentajes altos en las muestras MS 5 (52,8%) y MS 8 (8,4%), el registro de este taxón acuático en las muestras de bosque es bajo. El resto de los taxa (*Acaena*, Apiaceae, Asteraceae subfam. Asteroideae, Asteraceae subfam. Cichorioideae, *Gunnera*, Ranunculaceae, *Rumex*) muestran frecuencias inferiores al 3%. *Astelia pumila* (1,7%) y *Donatia fascicularis* (1,3%) se registran en la muestra proveniente de una “turbera pulvinada” en Punta Moat (muestra MS 14) (ver Tabla 1, Cap. 5). La concentración polínica total es alta (50.882 – 535.725 granos/gramo), con valores de concentración de *Nothofagus* tipo *dombeyi* entre 38.715 y 421.884 granos/gramo.

Restos fúngicos. Los cuerpos reproductivos de Microthyriaceae (media: 18,7%) caracterizan la mayoría de las muestras dentro de esta unidad de vegetación. El Tipo-*Sporormiella* alcanza aquí los porcentajes más altos (MS 1: 78,1%, MS 6: 67,2% y MS 8: 28,6%). El Tipo-*Sordaria* presenta los mayores valores porcentuales de todas las muestras estudiadas (MS 4: 20%, MS7: 33,3%, MS 8: 42,8% y MS 14: 22,2%). Las esporas *Alternaria* sp., *Dictyosporium* sp., Tipo-Xylariales y Tipo G se registran con valores inferiores al 2%. Los hifopodios de *Gaeumannomyces* sp. (18,1%) y las esporas de *Arthrinium puccinioides*

(53,5%) y *Sporidesmium* sp. (6,9%) están presentes en la muestra MS 5, mientras que las esporas Tipo A (5,7%) y Tipo B (4,9%) aparecen en la muestra MS 6; ambas muestras se extrajeron del interior del bosque. *Endophragma* sp. (11,1%) se encuentra en una muestra obtenida de una turbera compacta de *Astelia-Donatia* (muestra MS 14). Las esporas multiseptadas muestran los valores más elevados de todas las unidades (media: 10%). Los Tipo-Uredinales (MS 3: 85,5%), Tipo E (MS 2: 68%, MS 1: 15,6%) y Tipo 364 (MS 3: 5,2%, MS 2: 0,4%) se registran en las muestras del interior del bosque caducifolio ubicado en las márgenes de la turbera Terra Australis (ver Tabla 1, Cap. 5). El Tipo H tiene una contribución importante en las muestras MS 4 (25%) y MS 8 (14,3%) provenientes del bosque abierto y del ecotono bosque-estepa, respectivamente (ver Tabla 1, Cap. 5). Los valores de concentración fúngica total son altos (219.139 – 570.593 restos fúngicos/gramo) en las muestras obtenidas del interior del bosque (muestras MS 2, MS 3, MS 5 y MS 6), y los mismos son más bajos (2.985 – 89.287 restos fúngicos/gramo) en aquellas muestras provenientes de ambientes de bosque abierto (muestras MS 4 y MS 8). Sin embargo, las formas fúngicas son muy escasas (664 – 53.573 restos fúngicos/gramo) en algunas muestras recolectadas en ambientes de turbera (MS 1, MS 7 y MS 14) (ver Tabla 1, Cap. 5).

7.2. Discusión

El registro palinológico revela que la vegetación de la estepa está dominada por pastizales (Poaceae) asociados a hierbas y arbustos. Los datos polínicos también muestran la preponderancia relativa del polen de *Nothofagus* en la estepa, donde los valores de frecuencia no superan 20–30%. El polen de Caryophyllaceae, Brassicaceae y *Gentiana* representa a las comunidades abiertas herbáceas. Los valores altos de taxa como *Azorella*, Cyperaceae y Solanaceae reflejan condiciones locales relacionadas con los sitios muestreados de la estepa. *Azorella* es un típico género no graminoide que caracteriza las tierras bajas de la estepa en

suelos que experimentan una intensa erosión (Heusser, 2003). El registro de polen de Solanaceae podría estar relacionado con el pastoreo de ganado, y el polen de *Rumex*, un taxón introducido, indica disturbios en la vegetación como tala, fuego y actividades de pastoreo (Mancini, 2009). Las comunidades de ciperáceas se desarrollan en aquellos sitios localmente húmedos, particularmente en las áreas de escasa pendiente con un lento escurrimiento horizontal propias de la estepa.

Entre los restos fúngicos que aparecen en las muestras de la estepa, el registro de esporas de *Glomus* sp., *Tetraploa aristata*, Tipo C y Tipo D caracterizan este ambiente. La ocurrencia de *Glomus* sp. es indicativa de procesos erosivos activos del suelo (Medeanic y Silva, 2010) y se correlaciona con disminuciones en los niveles de humedad edáfica (Chmura *et al.*, 2006). *Glomus* es un género de micorrizas arbusculares y se considera un buen indicador de condiciones de aridez y ambientes estresados (Limaye *et al.*, 2007). Mendoza *et al.* (2002) señalan también la existencia de distintas especies del género *Glomus* en el suelo rizosférico de algunas gramíneas frecuentes en los pastizales degradados por el sobrepastoreo ovino de Tierra del Fuego. *Tetraploa aristata* se ha encontrado asociado a más de 120 especies de plantas, en particular en los tallos senescentes de Poaceae y Cyperaceae como hongo saprofítico (Tanaka *et al.*, 2009). Esta especie está presente en una única muestra (MS 9) dominada por vegetación herbácea. Las esporas Tipo-*Sordaria* y Tipo-*Sporormiella* están presentes en casi todas las muestras de superficie. Ambos géneros han sido descritos como coprófilos (van Geel, 2001), y el registro de estas ascosporas es indicativo del estiércol producido por animales herbívoros (López-Sáez y López-Merino, 2007) probablemente relacionado con actividades locales de pastoreo (Montoya *et al.*, 2010). Si bien la ocurrencia de las esporas de hongos coprófilos indica la presencia de animales pastadores, se desconoce si se trata de especies domesticadas, como vacas y ovejas de las explotaciones ganaderas, o de herbívoros silvestres, como *Lama guanicoe* (“guanaco”).

Las muestras del ecotono bosque–estepa se caracterizan por presentar frecuencias relativas de *Nothofagus* tipo *dombeyi* que oscilan entre 30 y 50% junto con comunidades de arbustos enanos (*Empetrum rubrum*) y vegetación herbácea (Poaceae). Los restos fúngicos están representados por el registro de especies de *Gaeumannomyces*. Sus hifopodios característicos se correlacionan bien con la ocurrencia local de comunidades de ciperáceas y gramíneas. Las especies de *Gaeumannomyces* son parásitas de raíces, coronas, tallos inferiores y vainas de hojas de Poaceae y Cyperaceae (Walker, 1980; Limaye *et al.*, 2007). Las esporas dematiáceas de *Dictyosporium* sp. están presentes sobre la hojarasca y materia orgánica del suelo de hábitats terrestres (Raja *et al.*, 2007). Las ascosporas de *Sphaerodes* sp. registradas en la presente unidad son similares a las de la especie coprófila *S. fimicola* (Hansen) P.Cannon y D.Hawksw. (Cannon y Hawksworth, 1982). *Sphaerodes fimicola* ha sido encontrado en estiércol de liebres y ovejas (Saccardo, 1883; Zhang y Blackwell, 2002), así como también en Poaceae (Farr y Rossman, 2011). Dichas esporas, registradas en una muestra del ecotono (MS 13), están relacionadas con ecosistemas abiertos de vegetación herbácea y probablemente asociadas a actividades de pastoreo.

Las esporas Tipo 370 (*fide* Hooghiemstra, 1984), Tipo F y Tipo I han sido registradas sólo en las muestras de la estepa y/o ecotono (Tabla 6) y podrían estar relacionadas a condiciones climáticas secas.

Todas las muestras del bosque fueron obtenidas del bosque decido caracterizado por la asociación de las especies de *Nothofagus pumilio* y *N. antarctica*. El bosque se reconoce en el espectro polínico cuando los valores de porcentaje de *Nothofagus* superan el 50%. Los altos valores (22%) de polen de *Misodendrum* registrados en las muestras tomadas del interior del bosque sugieren que los bosquetes de *Nothofagus* están *in situ* y muy cercanos al sitio de muestreo (Fig. 23; ver Tabla 1, Cap. 5). *Misodendrum punctulatum* Banks *ex* DC es la planta parásita más abundante de los bosques subantárticos e infecta principalmente las dos especies

deciduas de *Nothofagus*: *N. pumilio* y *N. antarctica* (Tercero-Bucardo y Kitzberger, 2004). *Misodendrum* es el único género hemiparásito que se dispersa por el viento y la dispersión de semillas ocurre a distancias cortas desde la fuente de semillas (< 10 m) (Tercero-Bucardo y Rovere, 2010). Al inicio de su desarrollo, *M. punctulatum* presenta un período de incubación, antes de producir estructuras aéreas, el cual depende del sitio y/u hospedador. Así, el desarrollo es más lento en los sitios desfavorables como los bosques subalpinos de *N. pumilio* y más rápido en los hábitats de *N. antarctica* de bajas altitudes (Tercero-Bucardo y Kitzberger, 2004). Los valores de frecuencia más bajos de *Misodendrum* ($< 5\%$) se registran en las muestras provenientes del bosque abierto, del ecotono bosque-estepa y de la estepa (Fig. 23; ver Tabla 1, Cap. 5). En las muestras provenientes del bosque abierto de *Nothofagus*, los valores bajos de polen de *Misodendrum* están asociados con frecuencias altas de polen de *Nothofagus* indicando el emplazamiento extra-local del bosque (200 m a 2 km de distancia de la fuente emisora de polen, *sensu* Prentice, 1985). Mientras, en las muestras propias del ecotono y de la estepa, las bajas frecuencias de *Misodendrum* se asocian también con valores bajos de polen de *Nothofagus*, sugiriendo localizaciones regionales del bosque (2 km a 200 km de la fuente polínica, *sensu* Prentice, 1985). Sólo una muestra (MS 14) ha sido colectada de una turbera compacta en la región de Moat, ubicada en el límite entre la tundra y el bosque sobre la costa sureste de Tierra del Fuego (ver Fig. 1, Cap. 5). Esta muestra registra polen de *Donatia* y *Astelia*, componentes principales de las turberas pulvinadas. El desarrollo de comunidades de gramíneas y ciperáceas está asociado con áreas abiertas del bosque (Fig. 24; ver Tabla 1, Cap. 5). Los brezales de *Empetrum rubrum* se extienden en la estepa patagónica-fueguina, formando densas carpetas de arbustos enanos sobre sustratos de bajo pH, permeables, a menudo poco profundos, en los cuales la arcilla está ausente, al menos en los horizontes superiores (Moore, 1983), y crecen en aquellos lugares expuestos a los fuertes vientos y bajos niveles de precipitación (inferiores a los 200 mm anuales) (Markgraf y Huber,

2010). Sin embargo, los porcentajes altos de *E. rubrum* pueden reflejar procesos de degradación, como consecuencia de la actividad humana. Los estudios de la estepa gramínea en Tierra del Fuego sugieren que el sobrepastoreo ovino causa un aumento de la cobertura de *E. rubrum* en sectores donde esta especie es un elemento común (Quintana, 2009). Por otro lado, *E. rubrum* se encuentra en el bosque decíduo en asociación con las turberas de *Sphagnum magellanicum*, creciendo sobre los cúmulos secos (“hummocks”) y cubriendo las tierras bajas con poco drenaje de las turberas (Moore, 1983). Estos dos hábitats están bien representados en las muestras obtenidas del ecotono (muestras MS 12 y MS 13) y del bosque (muestras MS 1 y MS 7) (ver Tabla 1, Cap. 5). Según Markgraf y Huber (2010), la interpretación ecológica de *E. rubrum* en el registro fósil puede ser ambigua a menos que pueda relacionárselo con las condiciones ambientales locales como, presencia o ausencia de condiciones palustres. Si la información sedimentaria incluyendo microfósiles y taxa polínicos acuáticos indican la ausencia de una turbera, entonces *E. rubrum* probablemente represente la vegetación regional, mientras que en ambientes de turbera la presencia de *E. rubrum* refleja condiciones hidrológicas dentro de la turbera misma.

En cuanto a los restos fúngicos, la presencia de cuerpos reproductivos de Microthyriaceae caracterizan a la unidad de vegetación del bosque y sugieren ambientes húmedos. La familia Microthyriaceae incluye organismos epífilos y su ocurrencia se correlaciona con climas húmedos y precipitaciones intensas, los cuales son considerados esenciales para la abundancia y rápida dispersión de estos hongos (Limaye *et al.*, 2007). Las especies de *Alternaria* son saprófitas, muchas son cosmopolitas y se encuentran asociadas a restos vegetales en descomposición (Ellis, 1971). En particular, en Tierra del Fuego varias especies han sido identificadas en los suelos del bosque de *Nothofagus* (Martínez *et al.*, 2001). Las esporas de *Alternaria* sp. están presentes en las muestras obtenidas del interior del bosque (MS 2 y MS 5). Las especies de *Endophragmia* han sido registrados en hojas y tallos

en descomposición (Ellis, 1976). *Endophragmia* sp. aparece en una muestra extraída de una turbera compacta de *Astelia-Donatia* (MS 14). Las esporas Tipo 364 (*vide* Hooghiemstra, 1984) han sido identificadas en muestras de turberas (MS 2 y MS 3, ver Tabla 1, Cap. 5) y podrían estar asociadas con los sectores minerotróficos de la misma, donde la vegetación está dominada por ciperáceas y hierbas (Birks y Birks, 1980). Las especies de *Sporidesmium* son saprófitas y a menudo aparecen sobre sustratos leñosos o en tejidos vegetales en descomposición de hábitats húmedos (Gulis y Marvanová, 1999). El registro de conidios de *Sporidesmium* sp. se observa sólo en una muestra (MS 5, ver Tabla 1, Cap. 5) recolectada en el interior del bosque bajo condiciones de humedad local. Las esporas de *Dictyosporium* sp. también se registraron en las muestras del bosque. Una especie de *Dictyosporium* ha sido hallada sobre la corteza de *Nothofagus pumilio* (Bianchinotti y Sánchez, 2007). Las esporas dematiáceas de *Arthrimum puccinioides* parecen correlacionarse con la presencia de polen de Cyperaceae. Según Saccardo (1886) y Ellis (1971), este hongo se desarrolla sobre hojas muertas de varias especies de Cyperaceae. Estas esporas han sido encontradas en las muestras de bosque (MS 5) y de la estepa (MS 10 y MS 11) en sitios asociados con comunidades de ciperáceas (ver Tabla 1, Cap. 5). El orden Xylariales incluye especies en su mayoría saprófitas, predominantemente sobre sustratos leñosos (Brundrett *et al.*, 1996). Este tipo fúngico está presente sólo en una muestra de bosque (MS 2). Las esporas multiseptadas y los Tipo B y Tipo-Uredinales fueron identificados en algunas muestras provenientes del bosque y de la estepa. Los Uredinales son parásitos obligados de una amplia diversidad de plantas incluyendo helechos, coníferas y angiospermas (Aime, 2006). Las esporas Tipo E y Tipo H aparecen en algunas muestras de todas las unidades de vegetación y el Tipo A se registra en una muestra proveniente de un sitio del bosque (Tabla 6).

En general, en el registro palinológico las frecuencias de los restos fúngicos son más variables que las frecuencias polínicas (Fig. 26) probablemente relacionado con las

condiciones locales. A pesar de que se observa una más alta diversidad fúngica en las muestras de la estepa y del bosque (Tabla 6), los valores de concentración total son bajos en las muestras de la estepa, mientras que las muestras obtenidas en el interior del bosque registran los mayores valores de concentración fúngica total y las mismas disminuyen en las muestras correspondientes al bosque abierto. Promis *et al.* (2010) señalan que el microclima del bosque de *Nothofagus pumilio* es generalmente más sombrío, menos ventoso, más frío y más húmedo que fuera de él. Estas condiciones serían sumamente favorables para el desarrollo de los hongos. Además, la madera de *N. pumilio* que se encuentra en el piso del bosque o sumergida en cuerpos de agua constituye un sustrato adecuado para el crecimiento y esporulación de los Hyphomycetes (Godeas y Arambarri, 2007). En las muestras colectadas en el bosque de *Nothofagus*, *Alternaria* sp., *Sporidesmium* sp. y *Dictyosporium* sp. –tres taxa típicos de ambientes con abundante madera en descomposición– son dominantes. Por otro lado, los restos fúngicos son muy escasos y su diversidad taxonómica es menor en algunas de las muestras obtenidas en ambientes de turbera (MS 1 y MS 14, Fig. 26). Las condiciones anaeróbicas y de saturación presentes en las turberas probablemente inhiben la actividad de microorganismos que normalmente producirían la descomposición de la materia vegetal muerta (Roig, 2001). La disminución en la abundancia y diversidad de hongos observada bajo condiciones de anegamiento es coincidente con la hipótesis que establece que los hongos son menos frecuentes en suelos inundados (Unger *et al.*, 2009). Otra probable causa que inhibe el crecimiento fúngico podría ser el bajo contenido en nitrógeno en una turbera, en particular cuando el material está formado predominantemente por especies de *Sphagnum* (Roig, 2001).

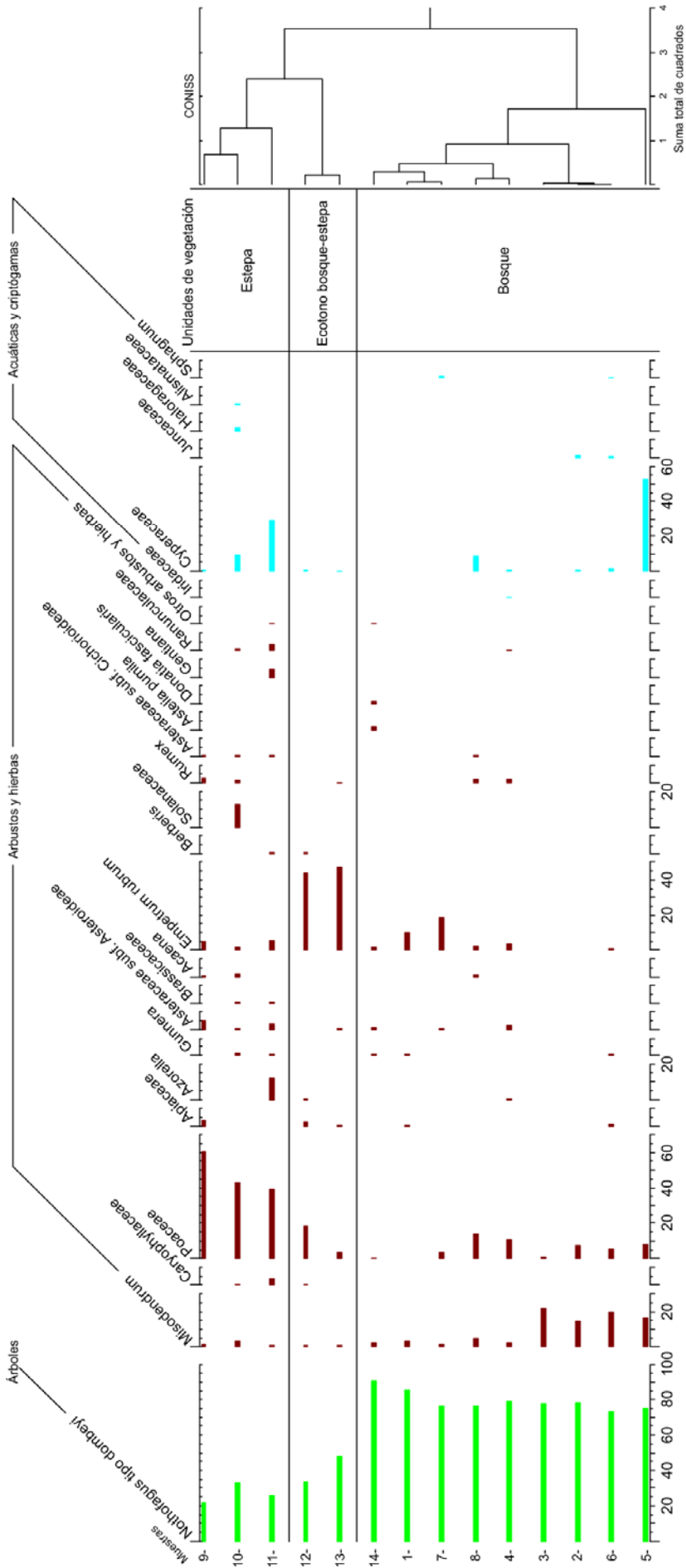


Figura 24. Muestras de superficie. Diagrama de frecuencias relativas de los componentes polínicos

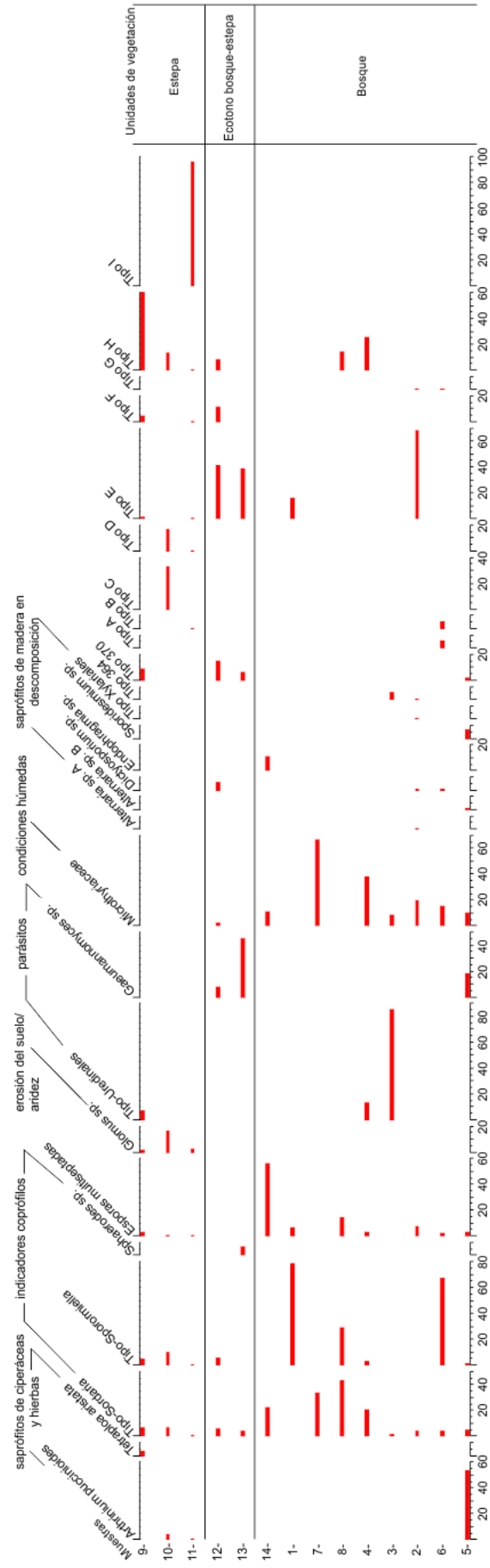


Figura 25. Muestras de superficie. Diagrama de frecuencias relativas de los componentes fúngicos

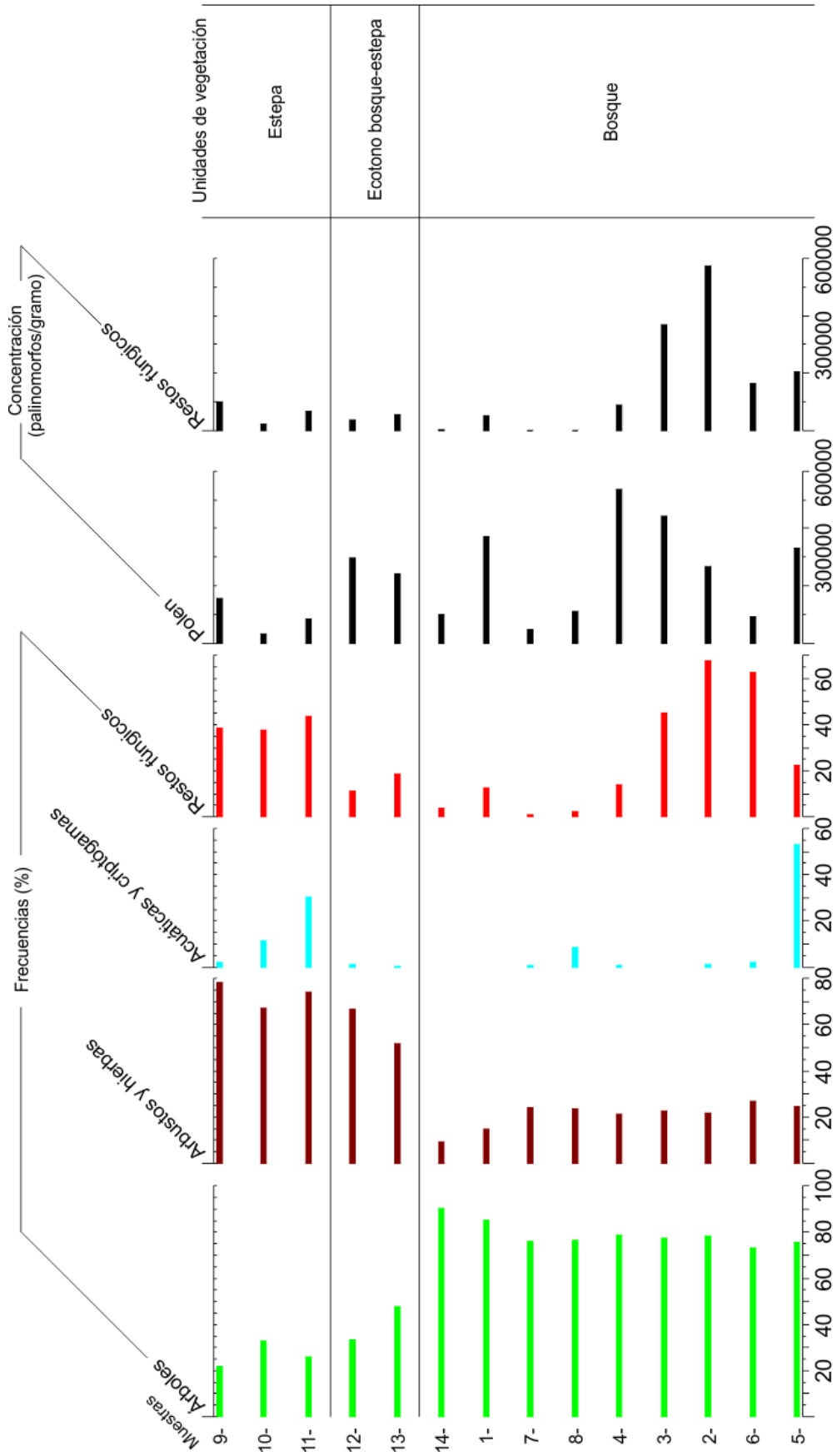


Figura 26. Muestras de superficie. Diagrama de frecuencias relativas y concentraciones de los componentes polínicos y fúngicos

Muestras	Unidades de Vegetación	Polen	Restos fúngicos
MS 9 MS 10 MS 11	Estepa	Poaceae (38-60%), <i>Nothofagus</i> tipo <i>dombeyi</i> (22-33%), Solanaceae (M 10: <13%), <i>Azorella</i> (M 11: <12%), <i>Empetrum rubrum</i> (1-5%), Asteraceae subfam. Asteroideae (<5%), <i>Misodendrum</i> (<5%), otras hierbas-arbustos (<5%), Cyperaceae (<29%).	<i>Glomus</i> sp. (1-16%), Tipo- <i>Sporormiella</i> (<9%), Tipo- <i>Sordaria</i> (<7%), Tipo-Uredinales (<7%), <i>Arthrinium puccinioides</i> (<5%), <i>Tetraploa aristata</i> (<4%).
MS 12 MS 13	Ecotono bosque-estepa	<i>Empetrum rubrum</i> (41-47%), <i>Nothofagus</i> tipo <i>dombeyi</i> (31-48%), Poaceae (3-17%), Asteraceae subfam. Asteroideae (<1%), <i>Misodendrum</i> (<1%).	<i>Gaeumannomyces</i> sp. (7-45%), Tipo- <i>Sordaria</i> (4-7%), <i>Sphaerodes</i> sp. (<7%), <i>Dictyosporium</i> sp. (<6%), Tipo- <i>Sporormiella</i> (<4%), Microthyriaceae (<2%).
MS 1 MS 2 MS 3 MS 4 MS 5 MS 6 MS 7 MS 8	Bosque de <i>Nothofagus</i>	<i>Nothofagus</i> tipo <i>dombeyi</i> (72- 85%), <i>Misodendrum</i> (2-22%), <i>Empetrum rubrum</i> (<18%), Poaceae (<14%), otras hierbas-arbustos (<3%), Cyperaceae (<53%).	Tipo-Uredinales (<86%), Tipo- <i>Sporormiella</i> (<78%), Microthyriaceae (<67%), <i>Arthrinium puccinioides</i> (<54%), Tipo- <i>Sordaria</i> (<43%), <i>Gaeumannomyces</i> sp. (<18%), <i>Sporidesmium</i> sp. (<7%), <i>Alternaria</i> sp. (<1%), <i>Dictyosporium</i> sp. (<1%), Tipo-Xylariales (<1%).
MS 14	Tundra magallánica	<i>Nothofagus</i> tipo <i>dombeyi</i> (91%), <i>Misodendrum</i> (2%), <i>Astelia pumila</i> (2%), <i>Donatia fascicularis</i> (1%), <i>Empetrum rubrum</i> (1%), Asteraceae subfam. Asteroideae (1%).	Tipo- <i>Sordaria</i> (22%), <i>Endophragmia</i> sp. (11%), Microthyriaceae (11%).

Tabla 7. Asociación polínica y fúngica en las diferentes unidades de vegetación (estepa, ecotono bosque-estepa y bosque) de Isla Grande de Tierra del Fuego. Nota: los taxa se han ordenado en función de su importancia en las unidades de vegetación.

Restos Fúngicos	Unidades de Vegetación		
	Estepa	Ecotono Bosque-estepa	Bosque de <i>Nothofagus</i>
<i>Arthrinium puccinioides</i>	+	-	+
<i>Glomus</i> sp.	+	-	-
Tipo-Sordaria	+	+	+
Tipo-Sporormiella	+	+	+
<i>Tetraploa aristata</i>	+	-	-
Tipo-Uredinales	+	-	+
Type 370 (Hooghiemstra, 1984)	+	+	-
Tipo B	+	-	+
Tipo C	+	-	-
Tipo D	+	-	-
Tipo E	+	+	+
Tipo F	+	+	-
Tipo H	+	+	+
Tipo I	+	-	-
<i>Dictyosporium</i> sp.	-	+	+
<i>Gaeumannomyces</i> sp.	-	+	+
Microthyriaceae	-	+	+
<i>Sphaerodes</i> sp.	-	+	-
<i>Alternaria</i> sp.	-	-	+
<i>Endophragmia</i> sp.	-	-	+
<i>Sporidesmium</i> sp.	-	-	+
Tipo-Xylariales	-	-	+
Tipo 364 (Hooghiemstra, 1984)	-	-	+
Tipo A	-	-	+
Tipo G	-	-	+
Suma total de taxa	14	10	17

Tabla 8. Variedad taxonómica de los restos fúngicos identificados en las diferentes unidades de vegetación (estepa, ecotono bosque-estepa y bosque) de Isla Grande de Tierra del Fuego: + (presente), - (ausente). Nota: los taxa se han ordenado en función de su aparición en las unidades de vegetación.

8. LOCALIDAD LA CORRENTINA

8.1. Tefrocronología

En la secuencia fósil de La Correntina se identificaron: -a los 401 cm de profundidad vidrio volcánico disperso en sedimento orgánico (HLC1) de aproximadamente 1 cm de espesor. De acuerdo con el modelo de edad vs. profundidad (ver Fig. 22, Cap. 5), la edad interpolada es de 12.845 años cal A.P.; y - entre los 250 y 255 cm de profundidad un nivel de tefra (HLC2) acotado mediante dataciones radiocarbónicas de las muestras infra y suprayacentes entre 7.218 ± 48 y 6.410 ± 210 años ^{14}C A.P. (7.982 y 7.236 años cal A.P.) (ver Tabla 2, Cap. 5). En la Figura 27 se presentan los diagramas de la composición geoquímica del vidrio volcánico y de las cenizas expresada en porcentaje en peso de los óxidos: SiO_2 versus K_2O y SiO_2 versus TiO_2 (Haberle y Lumley, 1998; Stern, 2008). Según los resultados obtenidos, las muestras estudiadas de los dos niveles quedan comprendidas dentro del campo definido para el Volcán Hudson. Coronato *et al.* (2006b) también señalan en la turbera La Correntina 2 la presencia de dos niveles de ceniza a la misma profundidad que los niveles descritos en esta Tesis.

El Volcán Hudson (1.905 m s.n.m, $45^\circ 54'$ S, $72^\circ 58'$ O; Fig. 28A) se encuentra ubicado a 280 km al este del punto triple de intersección entre las placas Sudamericana, Nazca y Antártica, en donde la Dorsal de Chile, una cordillera oceánica activa de expansión, interseca la Fosa Chile-Perú (Naranjo y Stern, 1998). Es un estratovolcán que emerge de una caldera de 10 km de diámetro, cubierta por materiales eruptivos holocénicos y una gruesa capa de hielo (Besoain *et al.*, 1995; Naranjo y Stern, 1998). Este constituye el volcán más austral de la Zona Volcánica Andina del Sur (ZVS, $33^\circ - 46^\circ$ S). Hacia el sur, el Gap Volcánico de la Patagonia separa el Volcán Hudson de la Zona Volcánica Andina Austral (ZVA, $49^\circ - 54^\circ$ S) (Naranjo y Stern, 1998). Debido a su ubicación cerca de la conjunción

triple, el Volcán Hudson podría ser significativamente más activo que otros centros del sector sur de la ZVS (Naranjo y Stern, 2004). La última erupción histórica ocurrió en 1991 y la pluma volcánica, con un ancho total de casi 200 km sobre Argentina, tuvo un gran impacto sobre la Patagonia y Tierra del Fuego (Besoain *et al.*, 1995).

El registro de niveles piroclásticos de depósitos ubicados en cercanías del Volcán Hudson ha confirmado la existencia de varias erupciones volcánicas hacia fines del Pleistoceno y comienzos del Holoceno temprano. Haberle y Lumley (1998) reconocen niveles de tefra, con edades calibradas de 14.560, 13.890 y 11.060 años A.P., preservados en sedimentos provenientes de depósitos lacustres ubicados en el Archipiélago Chonos y la Península Taitao (Chile), distante unos 150 km al suroeste del volcán. Mena (1983) reporta una capa de cenizas atribuida a una erupción del Holoceno temprano (>10.000 años C^{14} A.P.) por debajo de los restos de un perezoso gigante extinto *Myloodon* en la cueva Las Guanacas, Aisén (Chile), 100 km al sureste del Volcán Hudson (Mena, *en* Naranjo y Stern, 1998). Recientemente se han hallado evidencias de una gran erupción volcánica con una edad aproximada de 14.000 años C^{14} A.P. en testigos situados en cercanías a Coihaique (Chile), 82 km al noreste del Volcán Hudson (Stern, *com. pers.*, 2013). Si bien esta última erupción habría ocurrido unos 2.000 años antes que en La Correntina, el nivel de vidrio volcánico identificado en el depósito podría correlacionarse con este evento, dado que la turbera se formó en la planicie de inundación de un río postglacial y el material piroclástico podría ser producto de retrabajo fluvial.

El nivel de ceniza volcánica (HLC2) de La Correntina con una edad comprendida entre los 7.982 y 7.236 años cal A.P. se correlaciona con la erupción volcánica H1 datada en 6.850 ± 160 años C^{14} A.P. o 7.849 – 7.571 años cal A.P. (Stern, 2008). El espesor de los depósitos distales de las cenizas (mayor a 10 cm en Tierra del Fuego) refleja la gran magnitud de esta erupción, con una emisión de más de 18 km^3 de material piroclástico (Stern, 2008). Este

evento ha sido documentado en numerosas localidades de Patagonia e Isla Grande de Tierra del Fuego. En la Tabla 8 y Figura 28B se presentan las localidades donde se han identificado niveles de tefra pleistocénicos, entre ellos los correspondientes a las erupciones HW2 y HW3 en la región de los lagos Chonos-Taitao, Chile (Haberle y Lumley, 1998). En la Tabla 9 y Figura 28C se presentan los sitios en la Isla Grande de Tierra del Fuego donde se han identificado niveles de ceniza volcánica correspondientes a las erupciones del Volcán Hudson H1 (Stern, 2008) y HLC1 y HLC2 (esta Tesis).

8.2. Análisis palinológico

En base al análisis de agrupamiento realizado (Fig. 29), en la secuencia fósil de La Correntina se han diferenciado, desde la base hacia la superficie, las siguientes zonas palinológicas: Zona LC-1, Zona LC-2 y Zona LC-3, cada una de ellas compuestas, a su vez, por dos subzonas palinológicas. En la Tabla 11 se detallan las asociaciones polínicas y fúngicas, las paleocomunidades vegetales y las condiciones paleoclimáticas en las diferentes subzonas palinológicas identificadas.

Zona LC-1 (464-354 cm de profundidad, ca. 15.200-10.500 años cal A.P.)

Polen.

Subzona LC-1a (464-444 cm de profundidad, ca. 15.200-14.200 años cal A.P.). *Empetrum* es el taxón dominante (26,5-60%), acompañado por *Acaena* (12-44,3%) y Poaceae (6,7-25,5%). El polen arbóreo de *Nothofagus* tipo *dombeyi* presenta valores bajos, inferiores a 12,3%. Entre los taxa acuáticos, Cyperaceae registra valores entre 14,3 y 42,3% y *Myriophyllum* alcanza valores máximos de hasta 12,1% en la parte inferior de la subzona para luego disminuir (<1%) a lo largo del perfil.

Subzona LC-1b (439-354 cm de profundidad, ca. 14.200-10.500 años cal A.P.). Se registra un incremento en los valores de frecuencia de Poaceae (13,4-47,9%). *Empetrum* muestra un progresivo aumento (69,5%) hasta alcanzar los mayores valores de la secuencia, seguido de una disminución (20,8%) para luego volver a incrementar su porcentaje (65,1%) y disminuir (22,6%) hacia el final de la subzona. El polen de *Acaena* disminuye (<10%) y hacia la parte superior de la subzona aumenta a 30,6%. Rubiaceae, Caryophyllaceae y Asteraceae subf. Asteroideae están presentes con valores inferiores a 7%. Apiaceae se incrementa (8,2%) hacia el final de la subzona. *Nothofagus* tipo *dombeyi* registra un progresivo aumento hasta alcanzar 30,9% y luego disminuye (5,1%) hacia la parte superior de la subzona. Cyperaceae presenta las frecuencias más altas (84,4%) de todo el registro. *Sphagnum* no supera el 7%.

Influjo polínico y tiempo de depositación (Fig. 30). El influjo polínico total varía entre 272 y 727 granos/gramo/año en la Subzona LC-1a y aumenta hasta valores de 5.230 granos/gramo/año en la Subzona LC-1b, con Cyperaceae como el principal contribuyente (3.130 granos/gramo/año). El tiempo de depositación registra un valor de 41 años/gramo en esta zona.

Microfósiles fúngicos (Fig. 31). La Zona LC-1 se caracteriza por porcentajes elevados de esporas Tipo-*Sordaria* (hasta 33,3%) y Tipo-*Sporormiella* (hasta 42,9%). Ambos microfósiles fúngicos disminuyen hacia el límite superior de la zona. El Tipo-*Valsaria* registra un máximo de 57,8% y el Tipo-Uredinales alcanza 26,1% hacia el límite superior de la Subzona LC-1b. Las esporas del Tipo 810 (*fide* Mauquoy *et al.*, 2004) (17,7%), los cuerpos reproductivos de Microthyriaceae (2%), las clamidosporas de *Glomus* sp. (1,6%) y *Gelasinospora* sp. (<1%) también son registrados en la Subzona LC-1b. Las esporas fúngicas Tipo 4 (29,6%), Tipo 5 (25,9%), Tipo 15 (22,4%), Tipo 30 (31,3%) y los esclerocios (11,1%, con un pico de 76,9%), alcanzan en esta zona (LC-1) los máximos valores de toda la secuencia. Las esporas Tipo 2

(25,5%) y Tipo 3 (9,5%) se registran únicamente en la Subzona LC-1a. El Tipo 31, aunque variable, tiene una alta participación en esta zona (LC-1), con valores de hasta 62%. Las esporas multiseptadas se incrementan a partir de la Subzona LC-1b (hasta 94,9%).

Concentración fúngica (Fig. 32). Los valores de concentración total de microfósiles fúngicos (mf) varían entre 1.170 y 43.970 mf/gramo. El Tipo-*Sordaria* alcanza un valor máximo (5.820 mf/gramo) en el límite entre las subzonas LC-1a y LC-1b. Asimismo, el Tipo-*Sporormiella* registra valores máximos (13.522-14.530 mf/gramo) en esta zona (LC-1). Las clamidosporas de *Glomus* sp. (550 mf/gramo) y los cuerpos reproductivos de Microthyriaceae (410 mf/gramo) presentan bajos valores de concentración. El Tipo-*Valsaria* alcanza los mayores valores del perfil (24.420 mf/gramo) hacia la parte superior de la Subzona LC-1b.

Zona LC-2 (349–189 cm de profundidad, ca. 10.500–5.300 años cal A.P.).

Polen.

Subzona LC-2a (349-254 cm de profundidad, ca. 10.500-7.700 años cal A.P.). Se registra un notable aumento de Poaceae (78,5%), que decrece (21,5%) hacia la parte superior de la subzona. *Empetrum* (<18%) y *Acaena* (<8%) disminuyen. *Nothofagus* tipo *dombeyi* presenta un progresivo incremento en sus frecuencias con valores de hasta 63,4% para luego disminuir (41,6%) hacia el límite de la subzona. Asteraceae subf. Asteroideae registra un máximo de 55,6% en la base de la subzona y luego disminuye (<7%) a lo largo del perfil. Entre los taxa acuáticos, Cyperaceae decrece (2,1-39,9%) y *Sphagnum* (96%) registra los máximos valores de toda la secuencia.

Subzona LC-2b (249-189 cm de profundidad, ca. 7.700-5.300 años cal A.P.). Se caracteriza por un marcado incremento en los valores de Poaceae (81,4%) mientras que *Nothofagus* tipo *dombeyi* disminuye notablemente (hasta 10%) para luego incrementarse

(51,3%) hacia el final de la subzona. *Acaena* (15,9%), *Empetrum* (7,3%), Asteraceae subf. Asteroideae (3,6%) y Rubiaceae (4%) mantienen bajos valores de porcentajes. Cyperaceae luego de un máximo (62,8%) disminuye notablemente (4%) hacia la parte superior de la subzona. *Sphagnum* registra bajos valores (<2%) en la base y alcanza 19,7% hacia el tope.

Influjo polínico y tiempo de depositación (Fig. 30). En la parte inferior de la Subzona LC-2a, se registran valores de influjo polínico total similares a los registrados en la subzona anterior (LC-1b), a pesar del incremento en los valores de influjo del polen de Poaceae (2.100 granos/gramo/año). El influjo polínico total aumenta hacia la mitad de la subzona (26.600 granos/gramo/año), con Cyperaceae como el principal contribuyente (14.600 granos/gramo/año). El influjo polínico total registra una importante disminución a los 254 cm de profundidad (180 granos/gramo/año) en coincidencia con el nivel de tefra. En la Subzona Polínica LC-2b el influjo total aumenta (62.600 granos/gramo/año). Poaceae y Cyperaceae presentan los mayores valores (ca. 28.100 granos/gramo/año). Hacia la parte superior de la Subzona LC-2b el influjo total disminuye (10.600 granos/gramo/año). El tiempo de depositación registra una notable disminución (10 años/gramo) en la Subzona LC-2a, y alcanza valores altos (69 años/gramo) hacia el tope en coincidencia con el nivel de tefra. En la Subzona LC-2b el tiempo de depositación disminuye a 32 años/gramo.

Microfósiles fúngicos (Fig. 31). La Zona LC-2 se caracteriza por el incremento en el registro de esporas de *Glomus* sp. (hasta 68%) con un máximo de 91,1%. El Tipo-Uredinales (92,6%) registra los valores más altos de toda la secuencia. *Gelasinospora* sp. registra un máximo (60,9%) en la parte basal de la subzona (LC-2a) para luego disminuir (<2%) hasta desaparecer en la parte superior de la subzona siguiente (LC-2b). Las esporas Tipo-*Sordaria* (<10%), Tipo-*Sporormiella* (<19%) y esporas del Tipo 810 (*vide* Mauquoy *et al.*, 2004) (<9%) disminuyen con respecto a la zona anterior (LC-1). Los cuerpos reproductivos de

Microthyriaceae (5,5%) y las esporas *Alternaria* sp. D (0,4%), cf. *Sporidesmium* sp. (1,4%) están presentes hacia la parte superior de la Subzona LC-2a, mientras el Tipo-*Valsaria* (2,6%) lo hace hacia la parte superior de la Subzona LC-2b. Las esporas multiseptadas mantienen valores similares a la subzona anterior (LC-1b) y disminuyen (<10%) hacia el final de la subzona. Las esporas fúngicas Tipo 31 presentan valores fluctuantes e inferiores al 52%. El Tipo 13 (48,7%) es registrado únicamente en la parte inferior de la Subzona LC-2a, mientras que el Tipo 18 (31,7%) está presente hacia la parte superior de esta subzona. El Tipo 16 se incrementa notablemente (98,1%) durante la Subzona LC-2b y el Tipo 17 (12,8%) aparece en la parte superior de dicha subzona.

Concentración fúngica (Fig. 32). Los valores de concentración total de microfósiles fúngicos (mf) varían entre 3.780 y 198.345 mf/gramo. Hacia la parte inferior de la Subzona LC-2a *Gelasinospora* sp. registra una concentración de 7.260 mf/gramo. Las esporas Tipo-*Sordaria* (<2.930 mf/gramo) y Tipo-*Sporormiella* (<8.800 mf/gramo) disminuyen sus valores de concentración con respecto a la zona anterior (LC-1). Hacia la mitad de la Subzona LC-2a el Tipo-Uredinales alcanza una concentración de 166.890 mf/gramo y los cuerpos reproductivos de Microthyriaceae aumentan a valores de 1.055 mf/gramo. La concentración de *Glomus* sp. se incrementa hacia la mitad de la Subzona LC-2b (89.340 mf/gramo).

Zona LC-3 (184–0 cm de profundidad, ca. 5.300–0 años cal A.P.)

Polen.

Subzona LC-3a (184-116 cm de profundidad, ca. 5.300-2.800 años cal A.P.). Se caracteriza por el marcado incremento de *Nothofagus* tipo *dombeyi* (44,3–91%), que registra los valores más altos del perfil, y la disminución de Poaceae (<42,7%). *Empetrum* mantiene valores bajos (6%), similares a la subzona anterior (LC-2b). *Misodendrum*, género

hemiparásito de *Nothofagus*, registra valores continuos (hasta 1%). Cyperaceae (35,7%) registra un aumento hacia la parte inferior para luego disminuir (<4%). *Sphagnum* presenta marcadas fluctuaciones con valores que oscilan entre 8,3 y 93,2%.

Subzona LC-3b (116-0 cm de profundidad, ca. 2.800–0 años cal A.P.). Se registra una disminución (32,3-83,4%) de *Nothofagus* tipo *dombeyi* asociado con un aumento de Poaceae (25,4%). *Caltha* muestra valores muy fluctuantes con dos picos máximos (47 y 43%). *Empetrum* (6,3%) mantiene valores similares a la subzona anterior (LC-3a) mientras que *Azorella* (3,2%) aumenta ligeramente. Entre los taxa acuáticos, Cyperaceae presenta un comportamiento fluctuante con valores inferiores al 14,4%. Las frecuencias de *Sphagnum* disminuyen (3,6%) con respecto a la subzona anterior (LC-3a), con un pico de 77,8% a los 86 cm de profundidad. A partir de los ca. 800 años cal A.P., *Nothofagus* tipo *dombeyi* comienza a decrecer y alcanza un valor mínimo (42,7%) junto con Poaceae (4,9%) a los ca. 370 años cal A.P., al tiempo que *Caltha* registra un pico de 43%. A partir de los ca. 370 años cal A.P., *Nothofagus* tipo *dombeyi* incrementa (85,6%) su porcentaje y *Empetrum* registra un pico máximo (43,9%). También están presentes *Drapetes muscosus* (<2%) y *Rumex* (0,3%).

Influjo polínico y tiempo de depositación (Fig. 30). En la Subzona LC-3a el influjo total aumenta (50.500 granos/gramo/año), con *Nothofagus* tipo *dombeyi* como principal contribuyente (39.600 granos/gramo/año). En la Subzona LC-3b, el influjo polínico total disminuye en la parte inferior (<3.800 granos/gramo/año) y aumenta durante los últimos ca. 300 años cal A.P. (33.000-84.000 granos/gramo/año) donde *Nothofagus* tipo *dombeyi* presenta los máximos valores del perfil (71.300 granos/gramo/año). El tiempo de depositación registra valores altos (37 años/gramo) y disminuye hacia la parte superior de la subzona (6 años/gramo).

Microfósiles fúngicos (Fig. 31). Las esporas fúngicas del Tipo 810 (*fide* Mauquoy *et al.*, 2004) (62%) registran durante esta zona (LC-3) los máximos valores de toda la secuencia. Las esporas Tipo-*Sordaria* (35,7%) y Tipo-*Sporormiella* (52,2%) presentan un incremento con respecto a la zona anterior (LC-2). Los cuerpos reproductivos de Microthyriaceae muestran un leve aumento (<13%). *Anthostomella* cf. *fuegiana* alcanza 43,8% y cf. Xylariaceae/Sordariaceae/Coniochaetaceae registra valores <2%. Las esporas de *Glomus* sp. se registran en la Subzona LC-3b con valores altos de hasta 87%. El Tipo-*Valsaria* alcanza 24,6% a los 76 cm de profundidad (Subzona LC-3b). Las esporas multiseptadas muestran un incremento con respecto a la subzona anterior (LC-2b), con valores de 100% a los 106 cm de profundidad. Los Tipo 10 (75%), Tipo 17 (68,4%), Tipo 24 (50%), Tipo 25 (50%) y Tipo 31 (100%) están también presentes.

Concentración fúngica (Fig. 32). Los valores de concentración fúngica total varían entre 1.670 y 273.485 microfósiles fúngicos (mf)/gramo. En la Subzona LC-3a el Tipo-*Sordaria* registra una concentración de 9.150 mf/gramo. En la Subzona LC-3b *Glomus* sp. muestra una disminución con respecto a la zona anterior (LC-2), con un valor de 23.340 mf/gramo. Hacia la mitad de la subzona las esporas Tipo-*Sporormiella* registran un valor de concentración de 10.290 mf/gramo. Hacia la parte superior de la subzona *Anthostomella* cf. *fuegiana* presenta valores altos (17.100 mf/gramo) y el Tipo 810 (*fide* Mauquoy *et al.*, 2004) registra un máximo de 65.480 mf/gramo acompañado por un incremento de los cuerpos reproductivos de Microthyriaceae (3.520 mf/gramo).

8.3. Evaluación paleoambiental

La reconstrucción de la vegetación a partir del análisis palinológico del perfil de la turbera La Correntina permite observar con posterioridad a los 15.200 años cal A.P. (Subzona LC-1a) el desarrollo de comunidades de brezales arbustivos (*Empetrum*) acompañados por

gramíneas (Poaceae) y hierbas (*Acaena*, Caryophyllaceae, *Gunnera*) con escasos árboles de *Nothofagus*. Una asociación vegetal similar se reconoce actualmente en el sudeste de la Patagonia donde la precipitación media anual es inferior a los 200 mm (Pendall *et al.*, 2001; Markgraf y Huber, 2010). En estos ambientes, los murtillares de *Empetrum rubrum* forman densas carpetas de arbustos enanos desarrollándose sobre sustratos que se caracterizan por una intensa erosión, altas concentraciones de aluminio, marcada acidez, bajo contenido de calcio, alta relación C/N y pobre saturación de bases (Collantes *et al.*, 1989, en Heusser 2003). La presencia de *Acaena*, integrante habitual de las comunidades gramíneas, sugiere el desarrollo de ecosistemas abiertos de vegetación herbácea (Moore, 1983; Roig, 1998; Heusser, 2003). Los valores de influjo polínico total registrados en esta zona, los más bajos de la secuencia, indican una escasa cobertura vegetal, probablemente asociada con condiciones ambientales más secas que las actuales. En cuanto a la vegetación arbórea, los valores de frecuencia (<12%) e influjo polínico (<40 granos/gramo/año) de *Nothofagus* tipo *dombeyi* registrados en los inicios de la secuencia, indican localizaciones regionales del bosque (2–200 km de la fuente polínica, *sensu* Prentice, 1985), y/o una baja producción polínica debido a condiciones ambientales poco favorables para el crecimiento de *Nothofagus*. En muestras actuales de superficie ubicadas en la estepa fueguina distantes *ca.* 125 km del límite del bosque, los valores de *Nothofagus* no superan 10% (Heusser, 1989a; Musotto *et al.*, 2012).

El registro de polen de *Myriophyllum* y *Caltha*, taxones higrófilos, indica la presencia de agua durante los estadios iniciales de la turbera. Los microfósiles fúngicos que se asocian con esta fase húmeda y sugieren por lo tanto, condiciones de mayor humedad corresponden a las esporas Tipo 2, Tipo 3, Tipo 4, Tipo 5, Tipo 15, los esclerocios y el ascoma indet. 2 (Microthyriaceae). El paulatino incremento de Cyperaceae y su posterior dominio en la Subzona LC-1b, señala el desarrollo de una turbera minerotrófica en correspondencia con la fase telmática. La identificación de cristales de pirita biogénica entre los 466 y 429 cm de

profundidad, indica que prevalecieron condiciones anaeróbicas. En depósitos de turba, la piritita comúnmente se encuentra asociada con los niveles minerotróficos y raramente se observa en niveles ombrotroáficos (Franzén, 2006). Asimismo, la presencia de esporas Tipo-*Valsaria variospora* se relaciona con condiciones locales de humedad en el seno de la turbera. De acuerdo con van Geel *et al.* (2003), este tipo de ascosporas frecuentemente aparece en depósitos de turba que se desarrollan bajo condiciones eutróficas. La recurrencia de las esporas fúngicas Tipo-*Sordaria* y Tipo-*Sporormiella*, producidas por especies coprófilas (López-Sáez y López-Merino, 2007) a través de la mayor parte de la secuencia sugiere la presencia de animales herbívoros pastadores.

A partir de los *ca.* 14.000 años cal A.P. (Subzona LC-1b), se observa un paulatino aumento aunque fluctuante, en las frecuencias relativas de *Nothofagus* y entre los 13.000 y 12.400 años cal A.P. *Nothofagus* alcanza hasta 31%, acompañado de Poaceae y hierbas místicas (Rubiaceae, *Caltha*), al tiempo que *Empetrum* (21%) disminuye, sugiriendo condiciones frías y de mayor humedad efectiva. Durante este intervalo, la asociación fúngica está representada por el registro de esporas Tipo 33.

Durante este período, se registra la depositación de vidrio volcánico (HLC1) con una edad interpolada de 12.845 años cal A.P. cuyo origen, de acuerdo con los análisis geoquímicos, se atribuye al Volcán Hudson (46° S). El contenido de vidrio volcánico es relativamente bajo y no llega a constituir un verdadero nivel de tefra.

A partir de los *ca.* 12.400 años cal A.P., la abrupta disminución del polen de *Nothofagus*, que alcanza valores nulos de porcentaje e influjo a los *ca.* 11.500 años cal A.P., y de Poaceae acompañado por el aumento en las frecuencias de *Empetrum* sugieren el desarrollo de comunidades de brezales arbustivos y vegetación en cojín (*Azorella*) bajo condiciones ambientales relativamente más secas que las actuales, similares a las de la estepa del SE de la Patagonia donde las precipitaciones son inferiores a los 200 mm anuales (Pendall

et al., 2001; Markgraf y Huber, 2010). Condiciones ambientales relativamente más secas son también indicadas a partir de los *ca.* 12.400 años cal A.P., por la aparición de esporas de *Glomus* sp. De acuerdo con varios autores (López Sáez y López García, 2003; Limaye *et al.*, 2007; Kramer *et al.*, 2010; Cook *et al.*, 2011; Gelorini *et al.*, 2011), la distribución de *Glomus* está a menudo asociada con condiciones de aridez y procesos erosivos del suelo. En general, se lo correlaciona con disminuciones en los niveles de humedad edáfica (Chmura *et al.*, 2006). En Tierra del Fuego, el género *Glomus* ha sido registrado en el suelo rizosférico de algunas gramíneas frecuentes en los pastizales degradados por el sobrepastoreo ovino (Mendoza *et al.*, 2002). Además ha sido documentado en muestras de superficie provenientes de la estepa fueguina (Musotto *et al.*, 2012).

Con posterioridad a los *ca.* 11.500 años cal A.P., la vegetación se encuentra dominada por comunidades gramíneas (Poaceae) y herbáceas (*Acaena*, Apiaceae, Caryophyllaceae), acompañadas por matorrales y arbustos (*Empetrum*, Asteraceae subf. Asteroideae) que sugieren principalmente el desarrollo de áreas abiertas con pastizales, arbustos y escasos árboles de *Nothofagus* (<10%). Estas comunidades vegetales se asemejan a las actuales de la estepa fueguina al norte de Tierra del Fuego, con precipitaciones inferiores a los 400 mm anuales (Pisano, 1977).

El registro de esporas de *Gelasinospora* sp., a partir de los 10.600 años cal A.P., se asocia con la presencia de fitoclastos oxidados. En este sentido, numerosos estudios realizados en depósitos de turba del Tardiglacial-Holoceno revelan que los máximos valores de *Gelasinospora* sp. son registrados en los niveles de turba altamente descompuesta, formada bajo condiciones relativamente secas y oligotróficas, que presentan restos de plantas carbonizados (Kuhry, 1997; Innes y Blackford, 2003; Leal y Lorscheitter, 2006; van Geel y Aptroot, 2006; Innes *et al.*, 2010). A los 10.200 años cal A.P., la asociación fúngica está dominada por las esporas Tipo 13.

A partir de los *ca.* 10.000 años cal A.P. (Subzona LC-2a), se observa la paulatina expansión del bosque de *Nothofagus* y hacia los 9.400 años cal A.P., el paisaje ya presenta las características propias del ecotono bosque-estepa que se desarrolla actualmente en el centro de la Isla Grande de Tierra del Fuego, donde las precipitaciones medias anuales varían entre 400-500 mm y las temperaturas medias estivales son de 11°C (Pisano, 1977). Mientras tanto, las condiciones paleoecológicas de la turbera también cambian, Cyperaceae disminuye y *Sphagnum* aparece como el componente dominante hacia los 8.200 años cal A.P. Así, la turbera adquiere características ombrotáficas, pobre en nutrientes y alimentada por las precipitaciones atmosféricas. Actualmente, las turberas ombrotáficas de *Sphagnum* se encuentran ubicadas en la isla entre las isohietas 450-600 mm de precipitación anual (Roig, 2000). Entre la flora fúngica, se registran esporas del Tipo-Uredinales que son parásitos obligados de una amplia diversidad de plantas incluyendo helechos, coníferas y angiospermas (Aime, 2006). Recientemente, el Tipo-Uredinales ha sido identificado en algunas muestras de superficie provenientes tanto del bosque como de la estepa de Tierra del Fuego (Musotto *et al.*, 2012). De igual manera, la permanencia de *Glomus* sp. y de *Gelasinospora* sp., asociadas ambas a condiciones relativamente más secas, indicarían la presencia de ambientes menos húmedos en relación con las comunidades vegetales del ecotono bosque-estepa.

Hacia los 8.200 años cal A.P., el bosque de *Nothofagus* domina el paisaje con presencia de áreas abiertas de pastizales dando indicios de condiciones de mayor humedad efectiva. Durante esta etapa, la turbera de *Sphagnum* registra un rápido crecimiento, de acuerdo con los valores del tiempo de depositación (10 años/gramo), y en relación con los estadios iniciales minerotráficos (41 años/gramo). La asociación fúngica está representada por la presencia conjunta tanto de esporas de *Alternaria* y cf. *Sporidesmium* sp. como de restos de cuerpos reproductivos de la familia Microthyriaceae, los cuales sugieren condiciones relativas de mayor humedad en la turbera. Las especies de *Alternaria* son saprófitas y se encuentran

asociadas a restos vegetales en descomposición (Ellis, 1971). En Tierra del Fuego, dichas esporas han sido documentadas en los suelos actuales del bosque de *Nothofagus* (Martínez *et al.*, 2001; Musotto *et al.*, 2012), así como también en las turberas de *Donatia–Astelia* que se desarrollan en las áreas hiperhúmedas de la isla (Paredes *et al.*, 2010). Por otro lado, las especies de *Sporidesmium* también son saprófitas y a menudo se encuentran sobre sustratos leñosos o en tejidos vegetales en descomposición de hábitats húmedos (Gulis y Marvanová, 1999). Los miembros de la familia Microthyriaceae han sido encontrados en muestras de superficie provenientes del bosque de *Nothofagus* (Musotto *et al.*, 2012). En este sentido, la presencia de condiciones climáticas húmedas y precipitaciones intensas son esenciales para la abundancia y rápida dispersión de estas especies (Limaye *et al.*, 2007).

A partir de los *ca.* 8.200 años cal A.P., el desarrollo progresivo hacia *stands* de bosque cerrado se revierte, observándose la retracción del bosque y la expansión de comunidades abiertas de gramíneas, hierbas (Rubiaceae, *Acaena*, Apiaceae) y vegetación en cojín (*Azorella*), acompañadas de arbustos (*Empetrum*, Asteraceae subf. Asteroideae), similares al actual ecotono bosque-estepa que se desarrolla en el centro de Tierra del Fuego. Durante este período, se registra la depositación del nivel de ceniza volcánica (HLC2) entre los 7.982 y 7.236 años cal A.P. cuyo origen, de acuerdo con los análisis geoquímicos, se atribuye al Volcán Hudson. Por encima del nivel de ceniza el influjo polínico total es nulo con valores máximos de tiempo de depositación (70 años/gramo) que indican una lenta tasa de sedimentación. La vegetación post-erupción (Subzona LC-2b) presenta características de ambientes abiertos con pastizales gramíneos y herbáceos y la retracción del bosque de *Nothofagus*. Durante este intervalo, las condiciones paleoecológicas en la turbera también cambian y se observa el desarrollo de ciperáceas propias de ambientes minerotróficos. La asociación fúngica se encuentra caracterizada por el Tipo 18 y esporas de *Glomus* sp. Estas

últimas se asocian a condiciones ambientales relativamente más secas y a procesos erosivos del suelo.

A partir de los 6.300 años cal A.P. (Subzona LC-2b), luego de un intervalo de *ca.* 1.500 años, el polen de *Nothofagus* se incrementa y alcanza hacia los 5.300 años cal A.P. las frecuencias que registraba con anterioridad a la erupción volcánica. El ecosistema de la turbera muestra condiciones ombrotróficas comparables con aquellas previas a la erupción. La asociación fúngica registra la disminución de esporas de *Glomus* sp. y la dominancia de esporas Tipo 16.

Entre los 5.300 y 2.800 años cal A.P. (Subzona LC-3a), el incremento en los valores de *Nothofagus* y la disminución de Poaceae sugieren el desarrollo de un bosque cerrado bajo condiciones frías y de mayor humedad efectiva. *Misodendrum* se registra a lo largo del perfil con bajas frecuencias y en coincidencia con los incrementos de *Nothofagus*, lo que indicaría el establecimiento local del bosque. En muestras superficiales del interior del bosque deciduo son registrados altos valores de polen de *Misodendrum*, sugiriendo que los bosquetes de *Nothofagus* están *in situ* y muy cercanos al sitio de muestreo (Musotto *et al.*, 2012). Durante este período, las condiciones ambientales habrían sido lo suficientemente húmedas como para mantener la superficie de la turbera anegada favoreciendo el desarrollo de *Sphagnum*, de carácter invasor, colonizando las superficies totalmente húmedas (“*pools*”) y generando nuevos cúmulos (“*hummocks*”) (Birks y Birks, 1980). La esporulación irregular de *Sphagnum* podría explicar la ausencia virtual de esporas en aquellos niveles de turba con abundantes macrorrestos vegetales de este género (Heusser y Rabassa, 1995). La presencia de *Empetrum* se relaciona con el lugar que habita dentro de la turbera, ya que son plantas que colonizan las partes más elevadas y por ende, más secas de la turbera, los “*hummocks*”, mientras que las ciperáceas crecen en condiciones subacuáticas en los llamados “*lawn*”. Asimismo, el registro de gramíneas y también de ciperáceas, podría vincularse con los sectores minerotróficos,

denominados “*lagg*”, que se desarrollan en los alrededores de la turbera de *Sphagnum* (Birks y Birks, 1980; Musotto *et al.*, 2012). Estas comunidades vegetales serían análogas a las que se desarrollan en el bosque magallánico mixto de *Nothofagus betuloides* y *N. pumilio* y en las turberas de *Sphagnum*, que se encuentran actualmente en el centro y sur de Tierra del Fuego donde la precipitación media anual oscila entre 500 y 800 mm y la temperatura media anual es de 7 °C (Pisano, 1977; Heusser, 1998).

Con posterioridad a los 2.800 años cal A.P. (Subzona LC-3b), la disminución en los valores de *Nothofagus* y el aumento en las frecuencias de Poaceae sugieren el desarrollo de un bosque abierto y la expansión de áreas gramíneas. Acompañan a las comunidades del bosque vegetación arbustiva (*Empetrum*) y en cojín (*Azorella*, *Drapetes muscosus*) que se desarrolla sobre suelos bien drenados. En el ámbito de la turbera se mantienen las condiciones ombrotróficas. El registro de *Caltha*, especie higrófila, podría relacionarse con variaciones en el nivel freático. *Caltha* se desarrolla en aquellos sectores más húmedos donde la napa freática se acerca a la superficie. Estas comunidades vegetales serían similares a las del bosque magallánico decíduo (Moore, 1983) más abierto que se desarrolla en el centro de Tierra del Fuego (Trivi de Mandri *et al.*, 2006) donde la precipitación media anual oscila alrededor de los 500-600 mm (Markgraf y Huber, 2010).

Entre los *ca.* 800 y 370 años cal A.P., se registra una notable disminución en la frecuencia del polen arbóreo que sugiere una retracción del bosque de *Nothofagus* asociado probablemente a condiciones más frías.

Durante los últimos 370 años se observa de acuerdo con los valores máximos de frecuencias e influjo polínico, la recuperación del bosque cerrado de *Nothofagus*. La presencia de polen de *Rumex*, un taxón introducido, se asocia con disturbios en la vegetación como tala, fuego y actividades de pastoreo (Moore, 1983; Mancini, 2009).

La asociación fúngica registra a partir de los 5.300 años cal A.P. (Zona LC-3), un notable aumento en los valores porcentuales del Tipo 810 (*fide* Mauquoy *et al.*, 2004) y un leve incremento en las frecuencias de Microthyriaceae. Esto sugiere condiciones de mayor humedad efectiva en el entorno de la turbera. Además están presentes las esporas Tipo 14, Tipo 17, Tipo 23, Tipo 24, Tipo 25 y esclerocios. La aparición de clamidosporas de *Glomus* sp. con posterioridad a los *ca.* 2.800 años cal A.P. (Subzona LC-3b) indica la presencia de ambientes menos húmedos en relación con las comunidades vegetales del bosque abierto. Hacia los 1.500 años cal A.P., el registro de esporas Tipo-*Valsaria variospora*, en coincidencia con la presencia de *Caltha*, podría relacionarse a condiciones locales de mayor humedad en el seno de la turbera. A partir de los *ca.* 800 años cal A.P. el registro de esporas de *Alternaria* sp. C, *Anthostomella* cf. *fuegiana* y cf. Xylariaceae/Sordariaceae/Coniochaetaceae (*fide* Gelorini *et al.*, 2011) también puede estar relacionada a condiciones ambientales relativamente más húmedas. Los estudios palinológicos realizados por Ledru *et al.* (2006) y Blackford *et al.* (2006) señalan que *A. fuegiana* es un taxón indicador de propiedades edáficas húmedas junto con el desarrollo de vegetación higrófila. El registro de la espora fúngica asignada como cf. Xylariaceae/Sordariaceae/Coniochaetaceae (*fide* Gelorini *et al.*, 2011) podría reflejar tanto condiciones de mayor humedad como la presencia de mamíferos herbívoros en el entorno de la turbera. Muchos miembros de esas familias fúngicas se desarrollan sobre plantas de angiospermas vivas o muertas, creciendo sobre madera, restos vegetales, hojas y frutos, mientras que otras especies son habitantes de estiércol. Por otro lado, el registro de hifopodios de *Gaeumannomyces* sp. durante este período parece correlacionarse con la presencia de gramíneas y/o ciperáceas en el espectro polínico. De acuerdo con Walker (1980), este taxón es parásito de raíces, coronas, tallos inferiores y vainas de hojas de Poaceae y Cyperaceae.

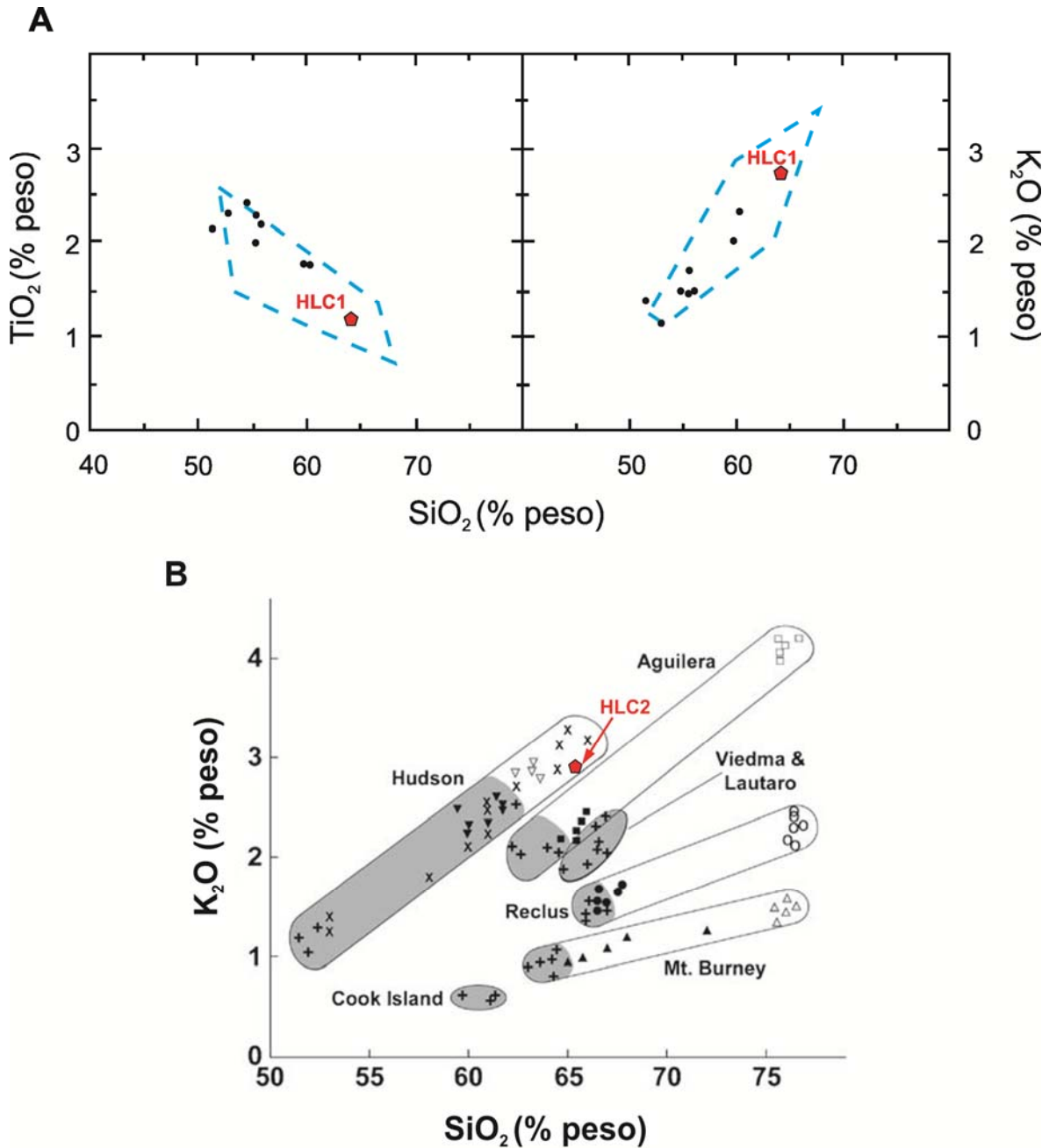


Figura 27. A: Diagrama de SiO_2 versus TiO_2 y SiO_2 versus K_2O (en % en peso) para las muestras de tefra pleistocénicas (ver Tabla 8) procedentes del Volcán Hudson (círculos negros). Las líneas de trazo azul denotan la distribución de los elementos de las muestras de lodos del fondo de los lagos de la región Chonos–Taitao y de muestras de referencia del Volcán Hudson (Haberle y Lumley, 1998) (en rojo, muestra: TLC-401 correspondiente al nivel de vidrio volcánico HLC1). B: Campos composicionales definidos por Stern (2008) según la relación K_2O vs. SiO_2 para el vulcanismo de la Cordillera Patagónica Austral (en rojo, muestra: TLC-255 correspondiente al nivel de tefra HLC2).

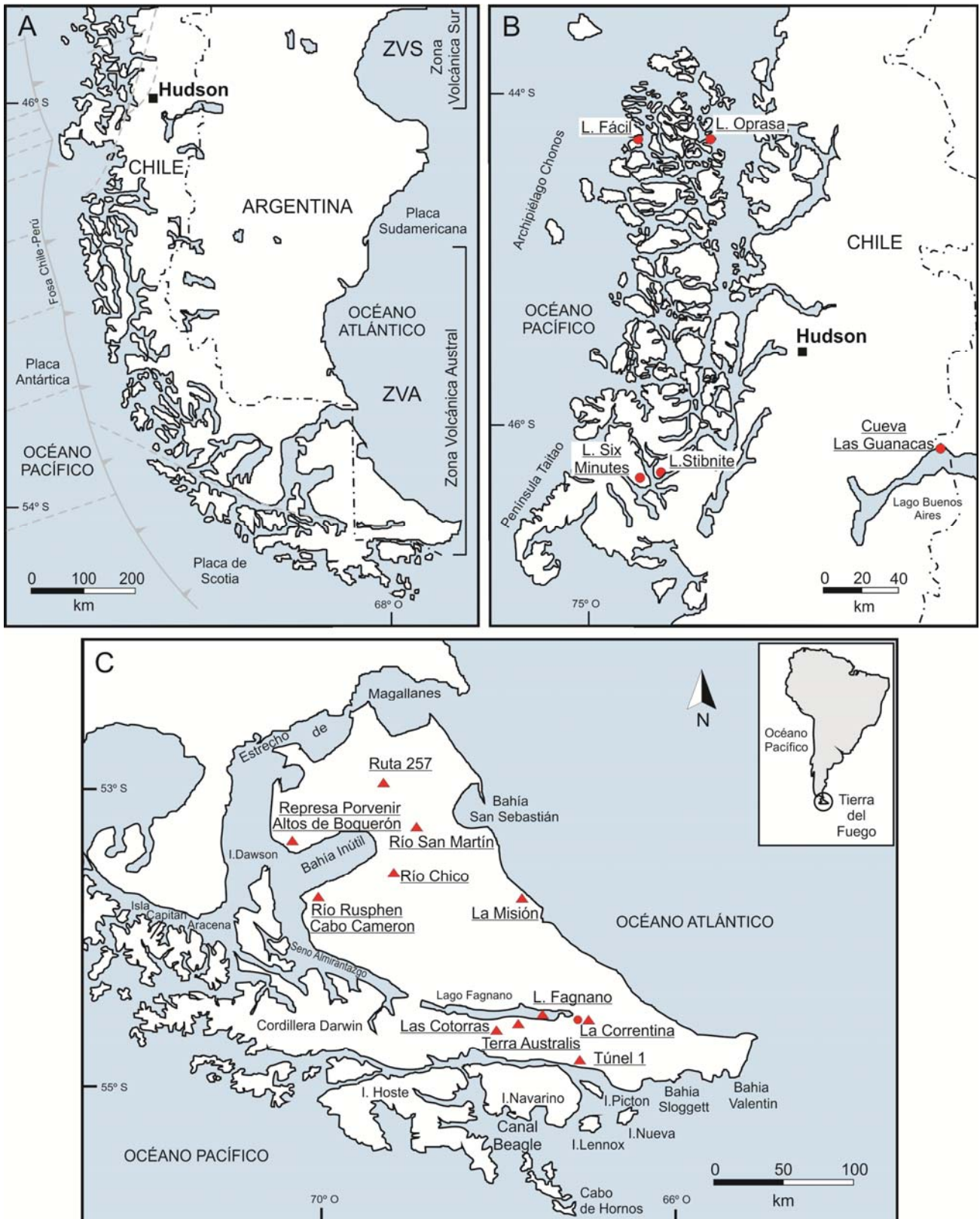


Figura 28. A: Ubicación del Volcán Hudson en el extremo sur de la Patagonia. B: Ubicación de las localidades chilenas con niveles de tefra pleistocénicas procedentes del Volcán Hudson (círculos rojos). C: Ubicación de las localidades de la Isla Grande de Tierra del Fuego con niveles de tefra H1 (Stern, 2008) del Holoceno medio (triángulos rojos) y un nivel de vidrio volcánico pleistocénico (círculo rojo) procedentes del Volcán Hudson. Modificado de Stern (2008) y Haberle y Lumley (1998).

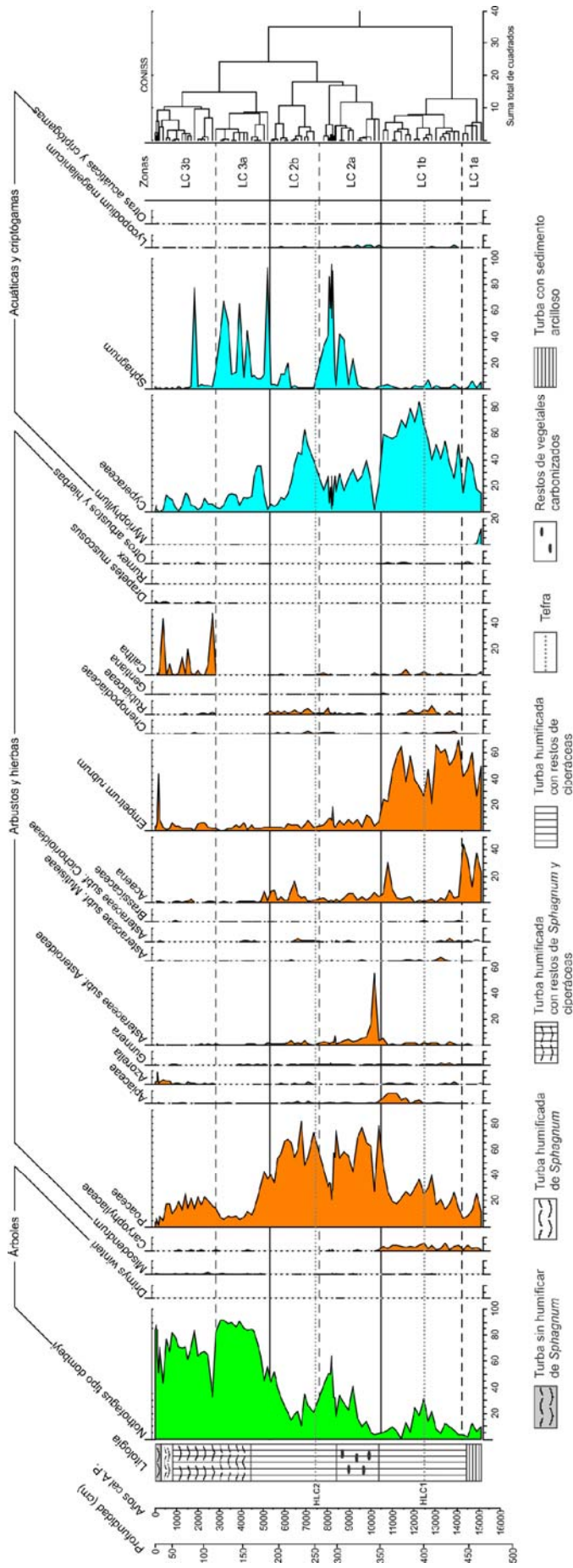


Figura 29. Diagrama de frecuencias relativas de los componentes polínicos del perfil La Correntina

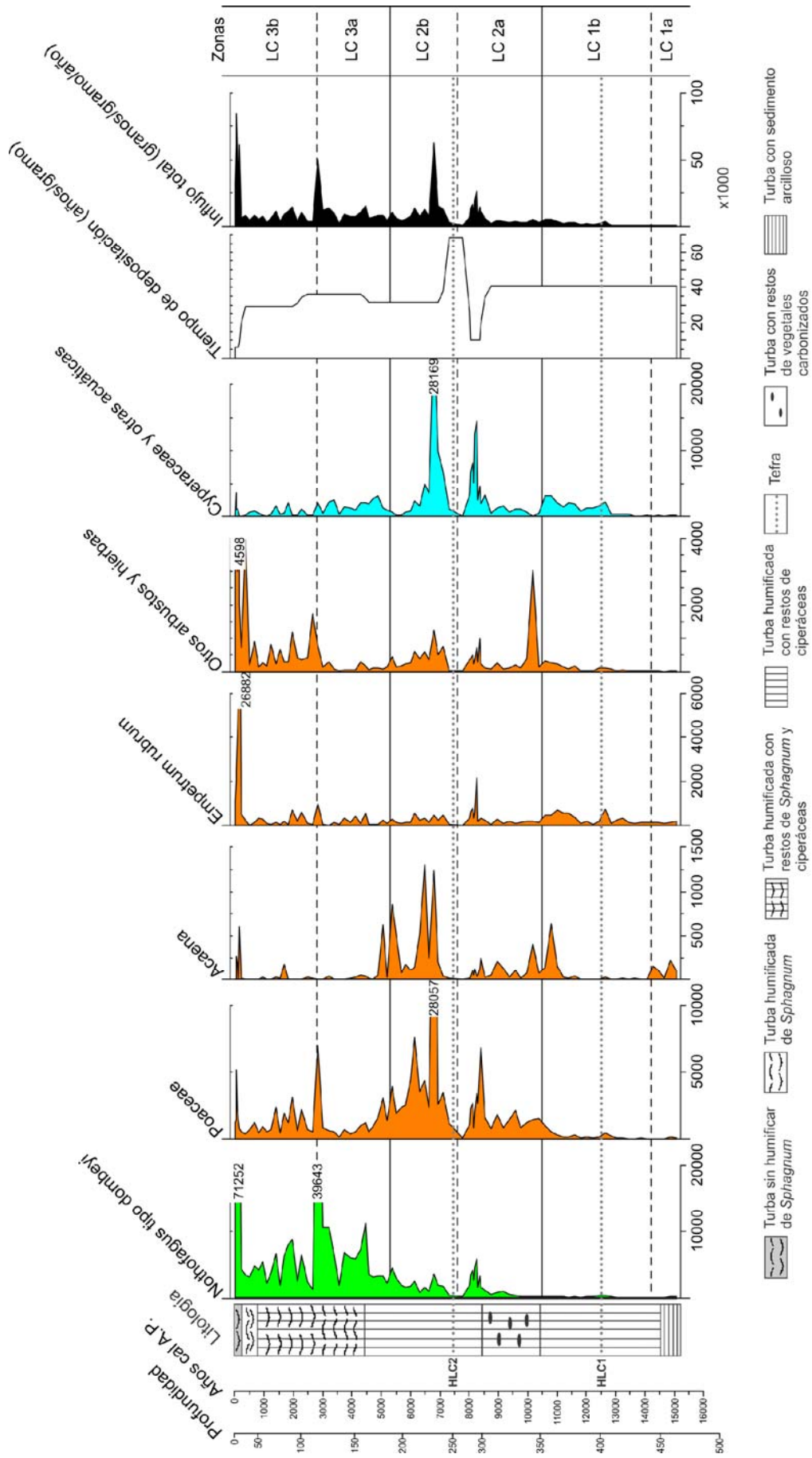


Figura 30. Diagrama de influjo de los componentes polínicos del perfil La Correntina

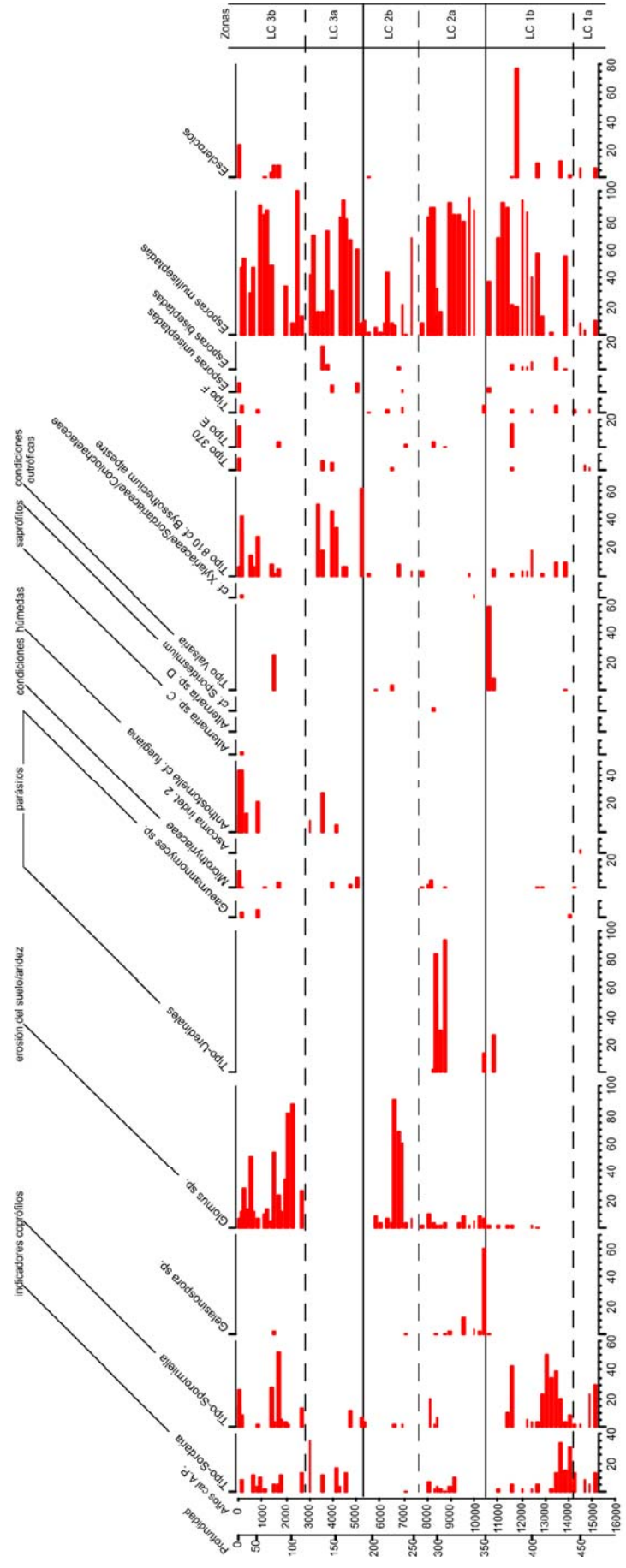


Figura 31. Diagrama de frecuencias relativas de los componentes fúngicos del perfil La Correntina

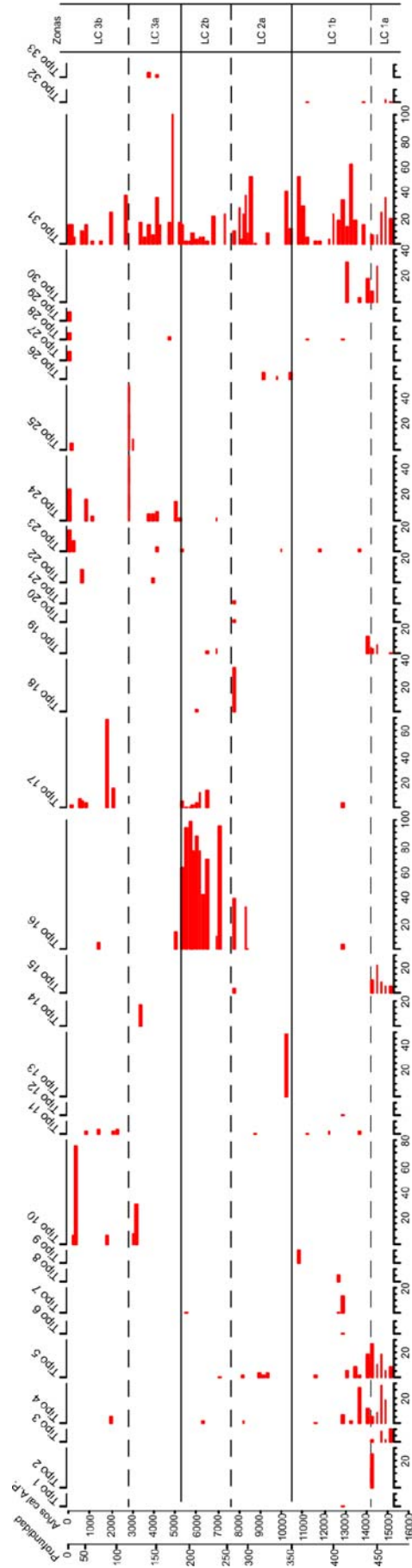


Figura 31. (Continuación). Diagrama de frecuencias relativas de los componentes fúngicos del perfil La Correntina

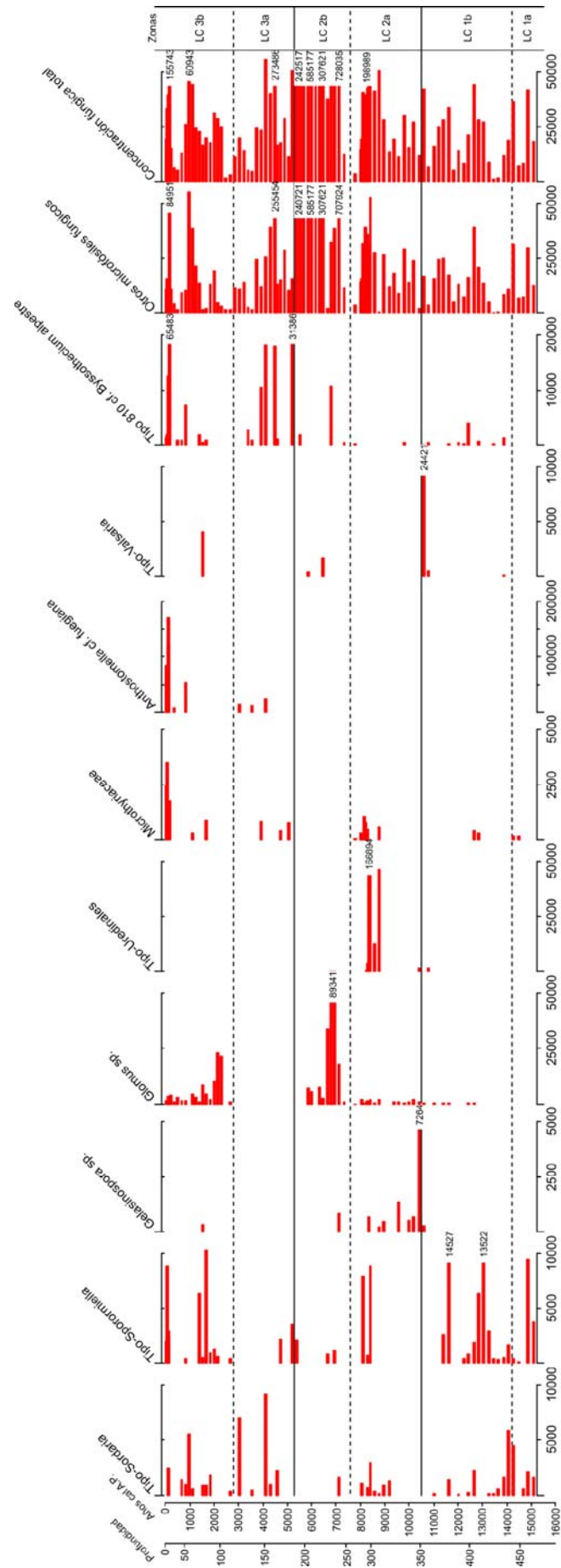


Figura 32. Diagrama de concentración de los componentes fúngicos del perfil La Correntina

Sitio	Localidades en Chile e Isla Grande de Tierra del Fuego	Lat. °S; long. °O	Muestra	Años ¹⁴ C A.P.	Años calibrados A.P. (probabilidad media)	Tipo de registro	Referencia
1	Laguna Stibnite (Ch)*	46°25' S; 74°24' O	Stb-1	11965 ± 100	13822	sedimentos lacustres	Haberle y Lumley 1998
2	Laguna Six Minutes (Ch)*	46°25' S; 74°20' O	Six-1	11855 ± 120	13695	sedimentos lacustres	Haberle y Lumley 1998
3	Laguna Oprasa (Ch)**	44°21' S; 73°39' O	Opr-3	9830 ± 90	11256	sedimentos lacustres	Haberle y Lumley 1998
4	Laguna Fácil (Ch)**	44°19' S; 74°17' O	Fac-2	10080 ± 100	11649	sedimentos lacustres	Haberle y Lumley 1998
1	Laguna Stibnite (Ch)**	46°25' S; 74°24' O	Stb-2	9995 ± 85	11500	sedimentos lacustres	Haberle y Lumley 1998
2	Laguna Six Minutes (Ch)**	46°25' S; 74°20' O	Six-2	9930 ± 85	11395	sedimentos lacustres	Haberle y Lumley 1998
5	Cueva Las Guanacas (Ch)	46°15' S; 71°59' O		>10000	SD	SD	Mena, <i>en</i> Naranjo y Stern, 1998
6	La Correntina (Arg)	54°33' S; 66°59' O	TLC-401	SD	12845	turba	Esta Tesis

* Tefra HW2 (Haberle y Lumley, 1998)

**Tefra HW3 (Haberle y Lumley, 1998)

Tabla 9. Registros de los niveles de tefra del Pleistoceno tardío-Holoceno temprano procedentes del Volcán Hudson. SD: sin datos; Arg: Argentina, Ch: Chile.

Sitio	Localidades en Isla Grande de Tierra del Fuego	Lat. °S; long. °O	Muestra	Años ¹⁴ C A.P.	Años calibrados A.P. (probabilidad media)	Material	Referencia
7	Ruta 257 (Ch)	52°58' S; 69°25' O	90-22	<7015 ± 215	<7805	turba	Stern 1991, 1992
			90-23G	<7535 ± 120	<8282		
8	Represa Porvenir (Ch)	53°18' S; 70°20' O	93-28G	SD	SD	turba	Stern 2008
9	Altos de Boquerón (Ch)	53°17' S; 70°10' O	90-14G	>6575 ± 110 <7550 ± 120	>7425 <8295	suelo orgánico	Stern 1991, 1992
10	Río San Martín (Ch)	53°23' S; 68°46' O	93-16	SD	SD	turba	Stern 2008
11	Río Rusphen (Ch)	53°45' S; 69°15' O	90-12	>6625 ± 110 <7435 ± 120	>7469 <8197	turba	Stern 1991, 1992
12	Cabo Cameron (Ch)	53°41' S; 69°51' O	93-25	SD	SD	turba	Stern 2008
13	Río Chico (Ch)	53°33' S; 68°42' O	93-21G	SD	SD	turba	Stern 2008
14	La Misión (Arg)	53°42' S; 67°45' O		SD	SD	sedimentos marinos	Markgraf 1980
15	Lago Fagnano (Arg)	54°34' S; 67°32' O	LF06-PC16	6850 ± 150	7656	sedimentos lacustres	Waldmann et al. 2010a
6	La Correntina (Arg)	54°33' S; 66°59' O	TLC-255	>6410 ± 210 <7218 ± 48	>7236 <7982	turba	Esta Tesis
16	Las Cotorras (Arg)	54°41' S; 68°02' O		<7043 ± 47	<7821	turba	Borromei et al. 2010
17	Túnel 1 (Arg)	54°52' S; 67°59' O		>6300 ± 190 <6980 ± 110	>7122 <7767	SD	Orquera y Piana 1987

Tabla 10. Registros del nivel de tefra H1 (Stern, 2008) procedente de la erupción del Volcán Hudson del Holoceno medio en la Isla Grande de Tierra del Fuego. SD: sin datos; Arg: Argentina, Ch: Chile. Modificado de Stern (2008).

Años cal A.P.	Zona Polínica	Polen	Restos fúngicos	Paleocomunidades vegetales	Condiciones paleoclimáticas
0 - 2.800	LC 3b	<i>Nothofagus</i> tipo <i>dombeyi</i> Poaceae – <i>Caltha</i> – <i>Empetrum</i>	<i>Glomus</i> sp. – Tipo- <i>Sporormiella</i> <i>Anthostomella</i> cf. <i>fuegiana</i> – Tipo- <i>Valsaria</i> Microthyriaceae – Tipo- <i>Sordaria</i> <i>Gaeumannomyces</i> sp. – <i>Alternaria</i> sp. – cf. Xylariaceae/Sordariaceae/Coniochaetaceae <i>Gelasinospora</i> sp.	Bosque abierto de <i>Nothofagus</i>	frío, menos húmedo
2.800 - 5.300	LC 3a	<i>N.</i> tipo <i>dombeyi</i> – Poaceae – <i>Empetrum</i>	<i>Anthostomella</i> cf. <i>fuegiana</i> – Tipo- <i>Sordaria</i> Tipo- <i>Sporormiella</i> – Microthyriaceae	Bosque cerrado de <i>Nothofagus</i>	frío muy húmedo
5.300 - 7.700	LC 2b	Poaceae – <i>N.</i> tipo <i>dombeyi</i> – <i>Acaena</i> – <i>Empetrum</i>	<i>Glomus</i> sp. – Tipo- <i>Valsaria</i> – Tipo- <i>Sporormiella</i>	Ecotono bosque- estepa	templado seco
7.700 - 10.500	LC 2a	Poaceae – <i>N.</i> tipo <i>dombeyi</i> – <i>Empetrum</i> – Asteraceae subfam. Asteroideae	Tipo-Uredinales – <i>Gelasinospora</i> sp. <i>Glomus</i> sp. – Tipo- <i>Sporormiella</i> – Tipo- <i>Sordaria</i> – Microthyriaceae		templado seco (relativ. más húmedo)
10.500 - 14.200	LC 1b	<i>Empetrum</i> – Poaceae <i>N.</i> tipo <i>dombeyi</i> Caryophyllaceae – <i>Acaena</i> – Apiaceae	Tipo- <i>Valsaria</i> – Tipo- <i>Sporormiella</i> – Tipo- <i>Sordaria</i> – Tipo-Uredinales – <i>Glomus</i> sp.	Estepa arbustivo- graminosa	frío seco/frío húmedo
14.200 - 15.200	LC 1a	<i>Empetrum</i> – <i>Acaena</i> – Poaceae – <i>N.</i> tipo <i>dombeyi</i> – Caryophyllaceae	Tipo- <i>Sporormiella</i> – Tipo- <i>Sordaria</i>	Estepa arbustiva	frío seco

Tabla 11. Asociaciones polínicas y fúngicas, paleocomunidades vegetales y condiciones paleoclimáticas de las diferentes subzonas palinológicas identificadas en la sección fósil de la turbera La Correntina, Tierra del Fuego. Nota: los taxa se han ordenado en función de su importancia.

9. LOCALIDAD TERRA AUSTRALIS

9.1. Tefrocronología

En la secuencia fósil de Terra Australis se identificó entre los 554 y 558 cm de profundidad un nivel de tefra (HTA2) acotado mediante dataciones radiocarbónicas de las muestras infra y suprayacentes entre 7.018 ± 46 y 6.881 ± 48 años ^{14}C A.P. (7.794 y 7.659 años cal A.P., respectivamente) (ver Tabla 3, Cap. 5). El diagrama de la composición geoquímica de las cenizas expresada en porcentaje en peso de los óxidos: SiO_2 versus K_2O (Stern, 2008) se presenta en la Figura 33. Según los resultados obtenidos, la muestra estudiada queda comprendida dentro del campo definido para el Volcán Hudson (1.905 m s.n.m, $45^{\circ}54'$ S, $72^{\circ}58'$ O; ver Fig. 28A, Cap. 8). La ceniza volcánica se correlacionaría con la gran erupción volcánica H1 datada en 6.850 ± 160 años C^{14} A.P. o 7.849 – 7.571 años cal A.P. (Stern, 2008).

9.2. Análisis palinológico

En base al análisis de agrupamiento realizado en la secuencia fósil de Terra Australis se han diferenciado, desde la base hacia la superficie, las siguientes zonas palinológicas (Fig. 34): Zona TA-1, con tres subzonas palinológicas (TA-1a, TA-1b y TA-1c), Zona TA-2 y Zona TA-3. En la Tabla 12 se detallan las asociaciones polínicas y fúngicas, las paleocomunidades vegetales y las condiciones paleoclimáticas en las diferentes zonas y subzonas palinológicas identificadas.

Zona TA-1 (735-655 cm de profundidad, ca. 14.500-11.300 años cal A.P.)

Polen.

Subzona TA-1a (735-710 cm de profundidad, ca. 14.500 - 13.400 años cal A.P.). Está compuesta principalmente por Asteraceae subfam. Asteroideae (8,2-47,7%), *Empetrum* (7,9-26,6%), Poaceae (15,8-25%) y Caryophyllaceae (1,4-9,9%). Asteraceae subfam. Cichorioideae, Asteraceae subfam. Mutisieae, Brassicaceae y *Caltha* están presentes con valores inferiores a 6%. *Nothofagus* tipo *dombeyi* inicia la secuencia con un valor de 53,9% y luego disminuye (<2%) hacia el límite superior. Entre los taxa acuáticos, Cyperaceae se incrementa hasta 75,6%, los mayores valores de toda la secuencia, para luego disminuir (17,2%) hacia el final de la subzona. *Myriophyllum* no supera el 2%.

Subzona TA-1b (710-685 cm de profundidad, ca. 13.400 - 12.500 años cal A.P.). En esta subzona se registra un marcado aumento (23,6-56,3%) de *Nothofagus* tipo *dombeyi* y Poaceae (22,8%) mantiene valores similares a los registrados en la subzona anterior (TA-1a) para luego disminuir (5,6%) hacia el límite superior de la subzona. *Empetrum* continúa presente y muestra un incremento (18,3%) hacia la parte superior de la subzona. El polen de Asteraceae subfam. Asteroideae (<6%) y Caryophyllaceae (<2,2%) disminuyen con respecto a la subzona anterior (TA-1a). Asteraceae subfam. Mutisieae (14,7%), *Acaena* (6,4%) y *Gunnera* (4,9%) registran un incremento en sus valores de porcentajes. Cyperaceae luego de un mínimo (14,2%) alcanza un valor máximo (73,1%) hacia la parte superior de la subzona. *Myriophyllum* aumenta (3,5%) para luego disminuir (<1%) a lo largo del perfil.

Subzona TA-1c (685-655 cm de profundidad, ca. 12.500 - 11.300 años cal A.P.). Se observa una notable disminución del polen de *Nothofagus* tipo *dombeyi* (0,3%-21,9%) al tiempo que Poaceae registra, aunque fluctuante, los mayores (13,8-87,8%) valores de la secuencia. *Empetrum* presenta valores entre 0,7 y 20% con un pico máximo de 34,4%. El polen de Asteraceae subfam. Asteroideae (44,1%), Apiaceae (13,8%) y *Azorella* (6,6%) registran un incremento al inicio de la subzona y luego disminuyen hacia la parte superior de la subzona. *Acaena* (5,9%) mantiene valores similares a los registrados en la subzona anterior

(TA-1b). Entre los taxa acuáticos Cyperaceae disminuye notablemente (1,5-36,1%) y *Lycopodium magellanicum* alcanza valores de hasta 9%.

Influjo polínico y tiempo de depositación (Fig. 35). El influjo polínico total varía entre 30 y 2.450 granos/gramo/año en la Subzona TA-1a, con Cyperaceae como el principal contribuyente (1.850 granos/gramo/año) y disminuye hasta valores de 930 granos/gramo/año en la Subzona TA-1b. En la Subzona TA-1c, el influjo total registra un importante aumento en la parte inferior (15.800 granos/gramo/año). En esta subzona, Poaceae (6.500 granos/gramo/año) y Asteraceae (5.700 granos/gramo/año) presentan los mayores valores de influjo. Hacia la parte superior de la Subzona TA-1c el influjo total disminuye (320 granos/gramo/año). El tiempo de depositación en esta zona registra un valor de 37 años/gramo.

Microfósiles fúngicos (Fig. 36). La Zona TA-1 se caracteriza por porcentajes elevados de esporas Tipo-*Sordaria* (hasta 50,7%) y Tipo-*Sporormiella* (hasta 53,3%). Ambos microfósiles fúngicos disminuyen hacia el límite superior de la zona. Los cuerpos reproductivos de Microthyriaceae (40%) se registran únicamente en la base de las subzonas TA-1a y TA-1b. Las esporas de *Glomus* sp. (66,7%) y *Gelasinospora* sp. (33,3%) alcanzan en la Subzona TA-1c los máximos valores de toda la secuencia. Los esclerocios (83,3%) son registrados en la parte superior de la Subzona TA-1c. Las esporas uniseptadas (38,4%), multiseptadas (40%), y los Tipo 810 (*fide* Mauquoy *et al.*, 2004) (20%), Tipo F (24,4%), Tipo 33 (40,1%), Tipo 34 (41,4%) y Tipo 38 (36,4%) están también presentes.

Concentración fúngica (Fig. 37). La concentración total de microfósiles fúngicos (mf) presenta valores fluctuantes e inferiores a 48.810 mf/gramo. El Tipo-*Sporormiella* registra valores altos de concentración (5.630-6.820 mf/gramo) en la Subzona TA-1a. Asimismo, el Tipo-*Sordaria* alcanza un valor máximo (1.890 mf/gramo) en la Subzona TA-1b. Las esporas

de *Glomus* sp. (720 mf/gramo), *Gelasinospora* sp. (660 mf/gramo) y los cuerpos reproductivos de Microthyriaceae (110 mf/gramo) presentan bajos valores de concentración.

Zona TA-2 (655-520 cm de profundidad, ca. 11.300 – 6.600 años cal A.P.)

Polen. *Nothofagus* tipo *dombeyi* presenta un marcado incremento (45-77,9%) en sus frecuencias, acompañado con una disminución en los valores de Poaceae (9-44,4%) y de Asteraceae subfam. Asteroideae (10,6%). *Empetrum* (23,6%) registra valores similares a los registrados en la subzona anterior (TA-1c). *Acaena* (4,5%) mantiene bajos valores de porcentajes. *Misodendrum*, género hemiparásito de *Nothofagus*, alcanza en esta zona valores máximos de hasta 7,5%. Cyperaceae se incrementa (47,5%) y registra un pico máximo de 67%. *Lycopodium magellanicum* alcanza hasta 13,7% en la parte inferior de la zona para luego disminuir (<4%) a lo largo del perfil.

Influjo polínico y tiempo de depositación (Fig. 35). El influjo polínico total aumenta (5.580 granos/gramo/año) con respecto a la zona anterior con picos máximos de hasta 8.870 granos/gramo/año. *Nothofagus* tipo *dombeyi* (16.000 granos/gramo/año) y Cyperaceae (6.600 granos/gramo/año) presentan los mayores valores de influjo. El influjo polínico total registra una importante disminución a los 555 cm de profundidad (890 granos/gramo/año) en coincidencia con el nivel de tefra (HTA2). El tiempo de depositación presenta en la base valores (37 años/gramo) similares a los registrados en la zona anterior (TA-1), y luego disminuyen (29 años/gramo) con posterioridad a la depositación del nivel de tefra.

Microfósiles fúngicos (Fig. 36). *Arthrimum puccinioides* luego de un máximo de 90,4% en la base de esta zona (TA-2) disminuye (2%) hacia la parte superior. El Tipo-*Valsaria* (66,7%) registra los valores más altos de toda la secuencia. Las esporas de *Glomus* sp. alcanzan

valores de hasta 44%. *Gelasinospora* sp. (16,7%) se registra hacia la mitad de la zona (TA-2). Las esporas Tipo-*Sordaria* (<12%) y Tipo-*Sporormiella* (<7%) disminuyen con respecto a la zona anterior (TA-1). El Tipo-Uredinales alcanza 20,8% y *Spegazzinia tessarthra* registra valores de hasta 50%. Los cuerpos reproductivos de Microthyriaceae (6,1%) y las esporas *Alternaria* sp. (11,1%) y cf. *Dictyosporium* sp. (7,7%) también están presentes. Los hifopodios de *Gaeumannomyces* sp. (99,1%) y el Tipo 810 (*fide* Mauquoy *et al.*, 2004) (51%) presentan un incremento con respecto a la zona anterior (TA-1). Los esclerocios (23,1%) registran un aumento hacia la parte inferior para luego disminuir (<3%). Las esporas multiseptadas (77,8%, con un pico de 100%) muestran un incremento con respecto a la zona anterior (TA-1). Las esporas biseptadas (66,7%) aumentan hacia la mitad de la zona (TA-2), mientras que las esporas uniseptadas (97,8%) lo hacen hacia el límite superior de dicha zona. El Tipo 34 (38,5%) y el Tipo 42 (52,6%) están también presentes.

Concentración fúngica (Fig. 37). La concentración total de microfósiles fúngicos (mf) presenta valores fluctuantes e inferiores a 113.050 mf/gramo. Hacia la parte inferior de la Zona TA-2 *Arthrimum puccinioides* registra una concentración de 53.680 mf/gramo. Las esporas Tipo-*Sordaria* (<1.300 mf/gramo) y Tipo-*Sporormiella* (<2.590 mf/gramo) disminuyen sus valores de concentración con respecto a la zona anterior (TA-1). Hacia la mitad de la Zona TA-2 las esporas de *Glomus* sp. aumentan a valores de 2.130 mf/gramo y los hifopodios de *Gaeumannomyces* sp. registran un máximo de 6.390 mf/gramo. El Tipo-*Valsaria* (970 mf/gramo) y *Gelasinospora* sp. (620 mf/gramo) presentan valores bajos de concentración. Hacia la parte superior de la zona TA-2 los cuerpos reproductivos de Microthyriaceae registran una concentración de 2.210 mf/gramo.

Zona TA-3 (520-0 cm de profundidad, ca. 6.600 - 0 años cal A.P.)

Polen. Se caracteriza por el aumento de *Nothofagus* tipo *dombeyi* (52,2–99%), que registra los valores más altos del perfil, y la disminución de Poaceae (<6,6%). *Empetrum* presenta valores fluctuantes entre 0,3 y 46,2%. Entre los 850 y 700 años cal A.P., se observa una disminución (52,2%) en los valores porcentuales de *Nothofagus* tipo *dombeyi* acompañado con valores elevados (46,2%) de *Empetrum*. Las frecuencias de *Misodendrum* muestran una disminución (4,3%) con respecto a la zona anterior (TA-2). *Caltha* registra un máximo de 21,7% a los 310 cm de profundidad. Entre los taxa acuáticos, Cyperaceae disminuye notablemente (8,7%) y *Tetroncium magellanicum* se manifiesta en la base de la zona con 9,6%. *Sphagnum* está presente con picos de 9,9%.

Influjo polínico y tiempo de depositación (Fig. 35). El influjo polínico total registra los mayores valores de la secuencia alcanzando hasta 114.500 con picos máximos de 520.300 granos/gramo/año, siendo *Nothofagus* tipo *dombeyi* (494.900 granos/gramo/año) su principal contribuyente. Hacia la parte superior de la zona, el influjo total disminuye (8.200 granos/gramo/año). El tiempo de depositación registra una notable disminución (7 años/gramo), seguido de un incremento (18 años/gramo) hacia el final de la zona.

Microfósiles fúngicos (Fig. 36). La Zona TA-3 se caracteriza por el incremento en el registro de cuerpos reproductivos de Microthyriaceae con dos picos máximos de 100% a los 280 y 195 cm de profundidad. Los hifopodios de *Gaeumannomyces* sp. muestran un progresivo aumento (100%) hasta alcanzar los mayores valores de la secuencia, seguido de una disminución (<20%) hacia el final de la zona. Las esporas Tipo-*Sordaria* disminuyen (<7%) con respecto a la zona anterior (TA-2), con un pico de 50% a los 340 cm de profundidad. El Tipo-*Sporormiella* registra un máximo de 80% hacia la mitad de la zona y luego disminuye (<5%). Las esporas de *Glomus* sp. (<21%) y *Gelasinospora* sp. (<3%) disminuyen con respecto a la zona anterior (TA-2). El Tipo-*Valsaria* alcanza 30% y *Alternaria* sp. registra

valores <3%. Las esporas Tipo 810 (*fide* Mauquoy *et al.*, 2004) se incrementan notablemente (hasta 100%) para luego disminuir (<10%) hacia la parte superior de la zona (TA-3). Las esporas uniseptadas muestran un aumento en sus frecuencias (100%), mientras que las esporas biseptadas disminuyen (21,7%). El Tipo 34 (100%) registra los valores más altos de toda la secuencia. Las esporas multiseptadas (100%), los esclerocios (100%) y los Tipo 18 (20%), Tipo 27 (56,8%), Tipo 40 (100%), Tipo 48 (28,6%), Tipo 50 (20%) y Tipo 52 (85,4%) están también presentes.

Concentración fúngica (Fig. 37). La concentración total de microfósiles fúngicos (mf) registra los mayores valores de la secuencia alcanzando hasta 457.000 mf/gramo con picos máximos de 1.591.500 y 709.300 mf/gramo. Hacia la parte inferior de la zona el Tipo-*Sordaria* registra una concentración de 7.040 mf/gramo y *Glomus* sp. presenta valores altos (5.630 mf/gramo). Los cuerpos reproductivos de Microthyriaceae registran los máximos valores de la secuencia (188.930 mf/gramo). Los hifopodios de *Gaeumannomyces* sp. (13.270 mf/gramo) y las esporas del Tipo 810 (*fide* Mauquoy *et al.*, 2004) (195.120 mf/gramo) aumentan sus valores de concentración con respecto a la zona anterior (TA-2). Hacia la mitad de la zona las esporas Tipo-*Sporormiella* presentan un valor de concentración de 7.130 mf/gramo y *Gelasinospora* sp. registra una concentración de 1.650 mf/gramo. El Tipo-*Valsaria* alcanza los mayores valores del perfil (18.760 mf/gramo) hacia la parte superior de la zona.

9.3. Evaluación paleoambiental

El análisis palinológico de la sección fósil de la turbera Terra Australis permite observar con posterioridad a los 14.500 años cal A.P. (Subzona TA-1a) el desarrollo de comunidades arbustivas (Asteraceae subf. Asteroideae, *Empetrum rubrum*), graminosas (Poaceae) y herbáceas (Caryophyllaceae, Brassicaceae, Apiaceae, *Caltha*) que sugieren la presencia de ecosistemas de vegetación abierta (Moore, 1983; Roig, 1998; Heusser, 2003). El diagrama de

influjo polínico demuestra la importancia de estos datos en la interpretación de los porcentajes polínicos, permitiendo una reconstrucción más objetiva de las comunidades vegetales del pasado y cómo las mismas han cambiado (Birks y Birks, 1980). Este rasgo es particularmente útil durante el Tardiglacial donde los valores de influjo polínico total registrados en este período son los más bajos de la secuencia e indican una escasa cobertura vegetal, probablemente asociada a condiciones ambientales más secas que las actuales. Una asociación vegetal similar se reconoce actualmente en la estepa del norte de Tierra del Fuego donde la precipitación media anual es inferior a los 400 mm (Pisano, 1977). En cuanto a la vegetación arbórea, en el inicio de la secuencia los altos valores de frecuencia (54%) de *Nothofagus* tipo *dombeyi* se contraponen con valores mínimos de influjo polínico (15 granos/gramo/año). Esto podría vincularse con el transporte aéreo de los granos de polen desde áreas más alejadas y/o el emplazamiento de pequeños *stands* de bosque. Por sus características anemófilas el polen de *Nothofagus* alcanza altitudes entre los 200 y 2000 m de altura y es transportado por las corrientes de vientos hasta sitios alejados a más de 1.100 km de distancia desde las fuentes emisoras, en muy bajas concentraciones (Heusser, 1989a; Gassmann y Pérez, 2006). En muestras actuales de superficie ubicadas en la estepa fueguina distantes *ca.* 125 km del límite del bosque, los valores de *Nothofagus* no superan 10% (Heusser, 1989a). Por otro lado, el registro de polen de *Misodendrum* y de restos de cuerpos reproductivos de la familia Microthyriaceae (cf. *Microthyrium fagi*) indicarían la presencia local de *Nothofagus* en el entorno de la turbera. En muestras superficiales del interior del bosque decido de *Nothofagus pumilio* y *N. antarctica*, son registrados altos valores de polen de *Misodendrum*, sugiriendo que los bosquetes de *Nothofagus* están *in situ* y/o muy cercanos al sitio de muestreo (Musotto *et al.*, 2012). *Microthyrium fagi* ha sido identificado sobre hojas muertas y caídas de *Nothofagus pumilio* en Tierra del Fuego y Neuquén (Arambarri y Gamundi, 1984).

Asimismo, miembros de la familia Microthyriaceae se han encontrado en muestras de superficie provenientes del bosque caducifolio de *Nothofagus* (Musotto *et al.*, 2012).

En el ámbito de la turbera, el desarrollo de Cyperaceae indica la presencia de condiciones minerotróficas en correspondencia con la fase telmática. Mientras, el registro de polen de *Caltha*, taxa higrófilo, podría asociarse con la formación de charcas de agua en el depósito. Por otro lado, tanto la presencia de esporas fúngicas Tipo-*Sordaria* y Tipo-*Sporormiella*, producidas por especies coprófilas (López-Sáez y López-Merino, 2007) que sugieren la presencia de animales herbívoros pastadores, y de *Glomus* sp. durante este intervalo, probablemente se relacionen con el desarrollo de una vegetación abierta de pastizales y arbustos y condiciones ambientales más secas. En este sentido, la distribución de *Glomus* está a menudo asociada con condiciones de aridez y procesos erosivos del suelo (López Sáez y López García, 2003; Limaye *et al.*, 2007; Kramer *et al.*, 2010; Cook *et al.*, 2011; Gelorini *et al.*, 2011).

Entre los *ca.* 13.800 años cal A.P. y 12.400 años cal A.P. (Subzona TA-1b), se observa un paulatino incremento tanto en las frecuencias relativas (hasta 57%) como en los valores de influjo (hasta 130 granos/gramo/año) del polen de *Nothofagus* acompañado por comunidades gramíneas (Poaceae) y herbáceas (*Acaena*, Asteraceae subfam. Mutisieae, *Gunnera*) que sugieren condiciones frías y de mayor humedad efectiva. En el ámbito de la turbera persisten aún condiciones minerotróficas pero con desarrollo de charcas de agua como lo señala el registro de polen higrófilo (*Myriophyllum*). La presencia local probablemente, de *Nothofagus pumilio* en el entorno de la turbera es posible inferirla a partir del registro de polen de *Misodendrum* y de cuerpos reproductivos de la familia Microthyriaceae.

Con posterioridad a los *ca.* 12.400 años cal A.P. (Subzona TA-1c), la disminución del polen de *Nothofagus* es acompañada por el incremento en las frecuencias de Poaceae, Asteraceae subf. Asteroideae, *Empetrum rubrum*, Apiaceae y *Azorella* indicando el desarrollo

de ambientes abiertos de pastizales, arbustos y vegetación en cojín bajo condiciones ambientales más secas. Dichas comunidades vegetales serían análogas con las actuales de la estepa fueguina del norte de la isla donde las precipitaciones son inferiores a los 400 mm anuales (Pisano, 1977). Durante este intervalo, las condiciones paleoecológicas de la turbera también cambian, observándose una notable disminución en los valores de Cyperaceae que sugieren ambientes menos húmedos. De igual manera, el marcado incremento de esporas de *Glomus* sp., a partir de los ca. 12.100 años cal A.P., se relacionaría con el desarrollo de una vegetación abierta de pastizales y condiciones ambientales relativamente más secas. En Tierra del Fuego, el género *Glomus* ha sido registrado en el suelo rizosférico de algunas gramíneas frecuentes en los pastizales degradados por el sobrepastoreo ovino (Mendoza *et al.*, 2002). Además ha sido documentado en muestras de superficie provenientes de la estepa fueguina (Musotto *et al.*, 2012). El registro de esporas de *Gelasinospora* sp. también indicaría la presencia de ambientes menos húmedos en relación con las comunidades vegetales de la estepa. De acuerdo con varios autores (Kuhry, 1997; Innes y Blackford, 2003; Leal y Lorscheitter, 2006; van Geel y Aptroot, 2006; Innes *et al.*, 2010) los máximos valores de *Gelasinospora* sp. son registrados en los niveles de turba altamente descompuesta, formada bajo condiciones relativamente secas y oligotróficas, que presentan restos de plantas carbonizados. También están presentes las esporas Tipo 38 y Tipo 39.

A partir de los ca. 11.800 años cal A.P., se inicia la expansión del bosque de *Nothofagus*, y hacia los 11.200 años cal A.P. (Zona TA-2), el paisaje presenta ya la fisonomía del ecotono bosque-estepa con áreas abiertas de pastizales y arbustos similares a las que se desarrollan actualmente en el centro de la Isla Grande de Tierra del Fuego, donde las precipitaciones medias anuales varían entre 400-500 mm y las temperaturas medias estivales son de 11°C (Pisano, 1977). El incremento en los valores de frecuencia e influjo de *Misodendrum* señala el establecimiento local del bosque de *Nothofagus*. La ocurrencia de

esporas de *Lycopodium magellanicum* podría estar asociada con los sectores más abiertos del bosque. Esta especie actualmente crece en el sotobosque herbáceo de *N. pumilio* (Barthelemy *et al.*, 2008) en los sitios claros del bosque sobre suelos húmedos con drenaje deficiente (Pisano, 1977).

Entre los 7.794 y 7.659 años cal A.P. se registra la depositación del nivel de tefra (HTA2) cuyo origen, de acuerdo con los análisis geoquímicos, se atribuye al Volcán Hudson. La ceniza volcánica se correlacionaría con la gran erupción volcánica H1 datada en 6.850 ± 160 años C^{14} A.P. o 7.849 – 7.571 años cal A.P. (Stern, 2008). Durante este intervalo, se observa la disminución del bosque y la expansión de gramíneas, ciperáceas y hierbas (*Acaena*). Los bajos valores de influjo polínico total (890 granos/gramo/año) sugieren una disminución en la producción polínica debido probablemente a condiciones ambientales poco favorables. Por otro lado, se observa un notable incremento en los valores de concentración de *Gaeumannomyces* sp. durante este evento, en relación con el desarrollo de pastizales y ciperáceas. De acuerdo con Walker (1980), este taxón es parásito de raíces, coronas, tallos inferiores y vainas de hojas de Poaceae y Cyperaceae. A partir de los 7.500 años cal A.P., el polen de *Nothofagus* se incrementa y alcanza los valores de influjo que registraba con anterioridad a la erupción volcánica.

Los microfósiles fúngicos que se registran en la Zona TA-2 podrían estar relacionados con las comunidades vegetales propias de ambientes de turbera, de la estepa y del bosque. En este sentido, el notable aumento en los valores porcentuales de esporas dematiáceas de *Arthrimum puccinioides* estaría asociado con la presencia de ciperáceas en los alrededores de la turbera. Según Saccardo (1886) y Ellis (1971), este taxón se ha registrado sobre hojas muertas de varias especies de Cyperaceae. *Arthrimum puccinioides* ha sido identificado en algunas muestras de superficie provenientes tanto del bosque como de la estepa de Tierra del Fuego, particularmente en sitios donde se desarrollan comunidades de ciperáceas (Musotto *et*

al., 2012). Por otro lado, la aparición de esporas de *Glomus* sp. y *Gelasinospora* sp. sugiere la presencia de ambientes menos húmedos en relación con el desarrollo de áreas abiertas de pastizales. También se registran en esta zona los Tipo-Uredinales y Tipo-*Valsaria*. Los Uredinales son parásitos obligados de una amplia diversidad de plantas incluyendo helechos, coníferas y angiospermas (Aime, 2006). El Tipo-Uredinales ha sido reportado en algunas muestras superficiales procedentes de la estepa y del bosque de Tierra del Fuego (Musotto *et al.*, 2012). El registro de esporas Tipo-*Valsaria* podría ser indicativo de condiciones locales de humedad en el entorno de la turbera. De acuerdo con van Geel *et al.* (2003), este tipo de ascosporas frecuentemente aparece en depósitos de turba que se desarrollan bajo condiciones eutróficas. Por otro lado, la presencia conjunta tanto de esporas de *Alternaria* sp. y *Spegazzinia tessarthra* como de restos de cuerpos reproductivos de Microthyriaceae podría estar relacionada con el desarrollo de comunidades boscosas y condiciones ambientales relativamente más húmedas. Las esporas de *Alternaria* son producidas por especies saprófitas asociadas a restos vegetales en descomposición (Ellis, 1971). En Tierra del Fuego, dichas esporas han sido identificadas en los suelos del bosque de *Nothofagus* (Martínez *et al.*, 2001; Musotto *et al.*, 2012), así como también en las turberas de *Donatia–Astelia* que se desarrollan en las áreas hiperhúmedas de la isla (Paredes *et al.*, 2010). El registro de conidios de *Spegazzinia tessarthra* podría indicar la presencia del bosque de *Nothofagus pumilio* en el entorno a la turbera, dado que esta especie ha sido reportada sobre distintas plantas, en el suelo y en la madera de *N. pumilio* en Tierra del Fuego (Godeas y Arambarri, 2007). De igual manera, el registro de Microthyriaceae da indicios del desarrollo local del bosque de *N. pumilio*. Además están presentes los esclerocios y las esporas biseptadas, multiseptadas, Tipo 810 (*fide* Mauquoy *et al.*, 2004) y Tipo 42.

A partir de los *ca.* 6.500 años cal A.P. (Zona TA-3), el incremento tanto en las frecuencias relativas (hasta 99%) como en el influjo polínico (hasta 494.930

granos/gramo/año), sugiere el desarrollo del bosque cerrado de *Nothofagus* acompañado en menor proporción por comunidades herbáceas y arbustivas (Poaceae, *Gunnera*, Asteraceae subf. Asteroideae y Mutisieae), bajo condiciones frías y de mayor humedad efectiva. El registro de *Caltha* podría relacionarse con variaciones en el nivel freático. *Caltha* se desarrolla en aquellos sectores más húmedos donde la napa freática se acerca a la superficie. Estas comunidades vegetales se asemejan a las actuales del bosque magallánico mixto de *Nothofagus betuloides* y *N. pumilio* en el sur de Tierra del Fuego, donde la precipitación media anual oscila entre 500 y 800 mm y la temperatura media anual es de 7 °C (Pisano, 1977; Heusser, 1998).

Al mismo tiempo, las condiciones paleoecológicas de la turbera también cambian, observándose en el espectro polínico una disminución en las frecuencias del polen de Cyperaceae, mientras que la litología registra la abundancia de macrorrestos vegetales de *Sphagnum*. Así, la turbera adquiere características ombrotróficas, pobre en nutrientes y alimentada por las precipitaciones atmosféricas. Durante este período, las condiciones ambientales habrían sido lo suficientemente húmedas como para mantener la superficie de la turbera anegada favoreciendo el desarrollo de *Sphagnum*, colonizando las superficies totalmente húmedas (“pools”) y generando nuevos cúmulos (“hummocks”) (Birks y Birks, 1980). La presencia de *Empetrum rubrum* podría estar relacionada con el lugar que habita dentro de la turbera, ya que son plantas que colonizan los sectores más elevados y por ende, más secos de la turbera, los “hummocks”, mientras que las ciperáceas crecen en condiciones subacuáticas en los llamados “lawn”. Asimismo, el registro de gramíneas y también de ciperáceas, de acuerdo con los valores de influjo, podría vincularse con los sectores minerotróficos, denominados “lagg”, que se desarrollan en los alrededores de la turbera de *Sphagnum* (Birks y Birks, 1980; Musotto *et al.*, 2012). Actualmente las turberas ombrotróficas de *Sphagnum* se encuentran en aquellas áreas donde las precipitaciones superan

los 600 mm anuales (Tuhkanen, 1992). A partir de los 6.000 años cal A.P., la turbera de *Sphagnum* registra un rápido crecimiento, de acuerdo con los valores del tiempo de depositación (12 años/gramo), en relación con los estadios iniciales minerotróficos (37 años/gramo). El crecimiento del depósito va acompañado con el incremento en los valores de influjo de *Nothofagus*.

A partir de los 1.000 años cal A.P. se observa en general, en el registro polínico, una disminución en el influjo total infiriéndose condiciones poco favorables para el desarrollo de las distintas comunidades vegetales.

La asociación fúngica durante la Zona TA-3 está caracterizada en general, por un aumento en los valores porcentuales y de concentración de las esporas del Tipo 810 (*fide* Mauquoy *et al.*, 2004), hifopodios de *Gaeumannomyces* sp, restos de cuerpos de fructificación de Microthyriaceae y esporas de *Byssothecium circinans*, todos ellos indicadores de ambientes húmedos. La presencia de hifopodios de *Gaeumannomyces* sp. se relaciona con el registro de Poaceae y Cyperaceae. *Byssothecium circinans* es un hongo saprofítico o parásito débil sobre sustratos leñosos. Estas ascosporas fósiles frecuentemente aparecen en depósitos de turberas holocénicas formados bajo condiciones oligo-mesotróficas (van Geel y Aptroot, 2006). El registro de un fragmento del conidio helicospórico indet. 1 también puede relacionarse a condiciones ambientales relativamente más húmedas. Los hifomicetos helicospóricos comprenden un grupo de hongos microscópicos, en su mayoría saprófitos, hallados a menudo creciendo sobre hojarasca o sobre otros tejidos vegetales en descomposición en hábitats húmedos o cercanos a cuerpos de agua (Heredia Abarca *et al.*, 2002; Zhao *et al.*, 2007). Por otra parte, tanto la presencia de esporas de *Glomus* sp. como de *Gelasinospora* sp., indicarían condiciones ambientales más secas. Además están presentes los esclerocios y las esporas uniseptadas, multiseptadas, Tipo 27, Tipo 34, Tipo 40 y Tipo 52.

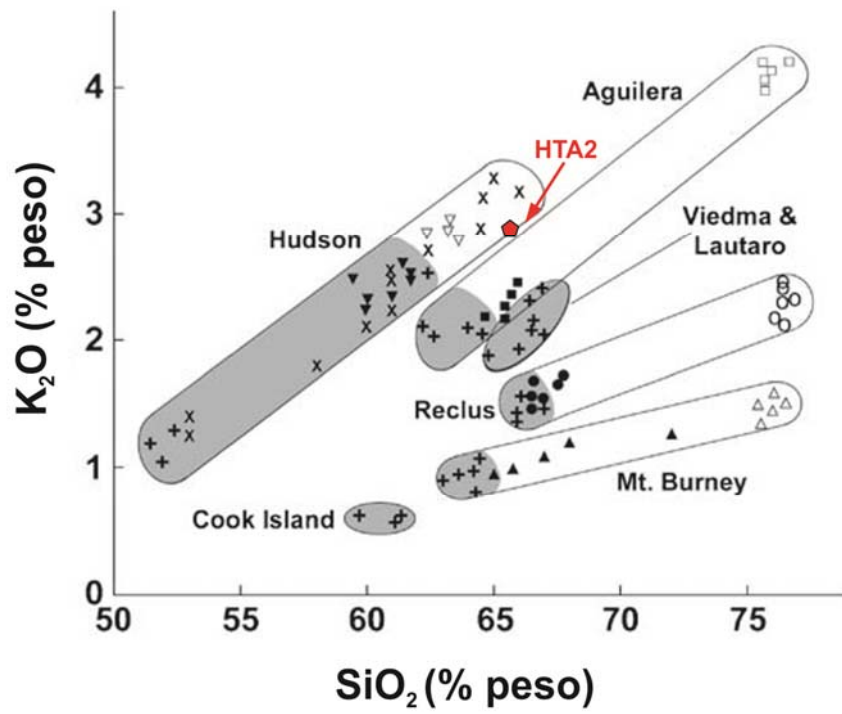


Figura 33. Campos composicionales definidos por Stern (2008) según la relación K_2O vs. SiO_2 para el vulcanismo de la Cordillera Patagónica Austral (en rojo, muestra: TTA-557 correspondiente al nivel de tefra HTA2).

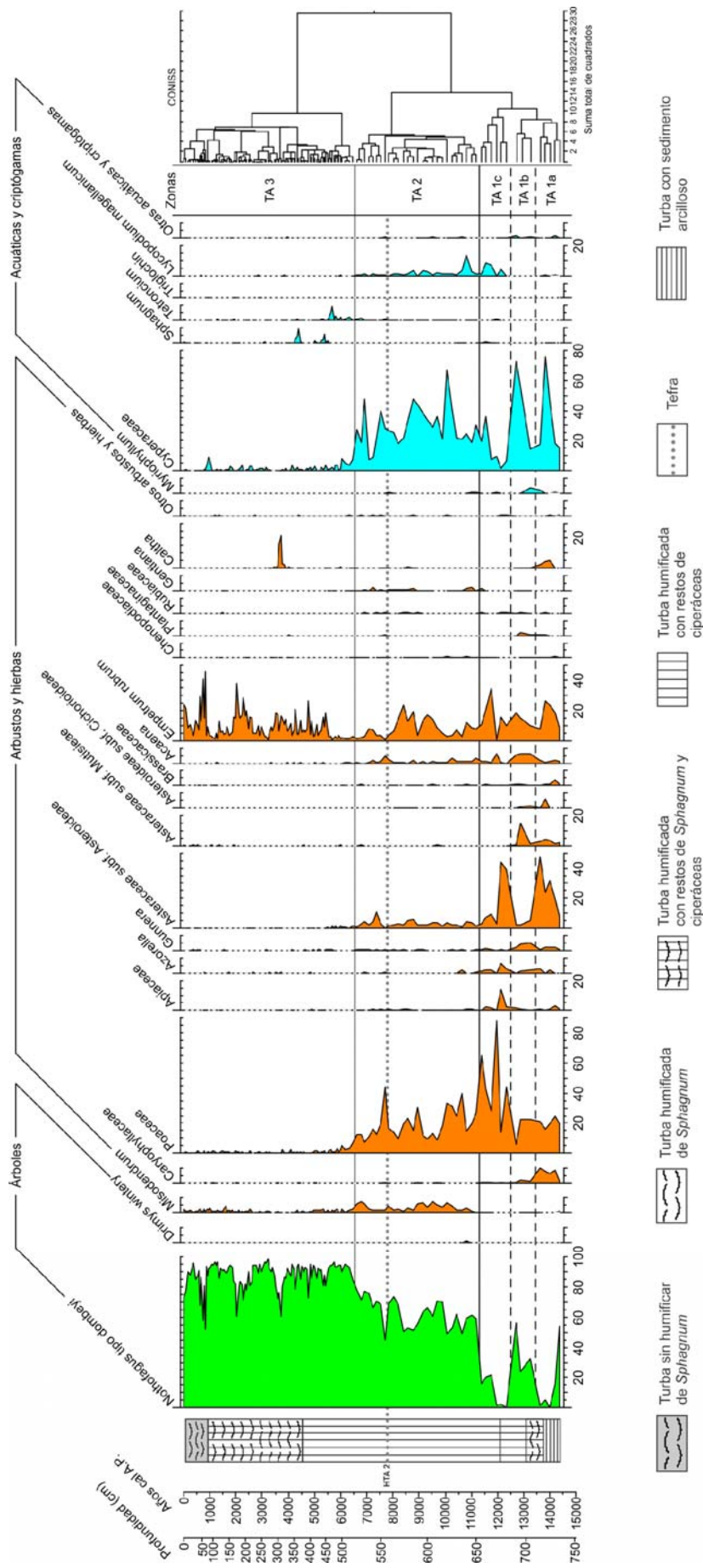


Figura 34. Diagrama de frecuencias relativas de los componentes polínicos del perfil Terra Australis

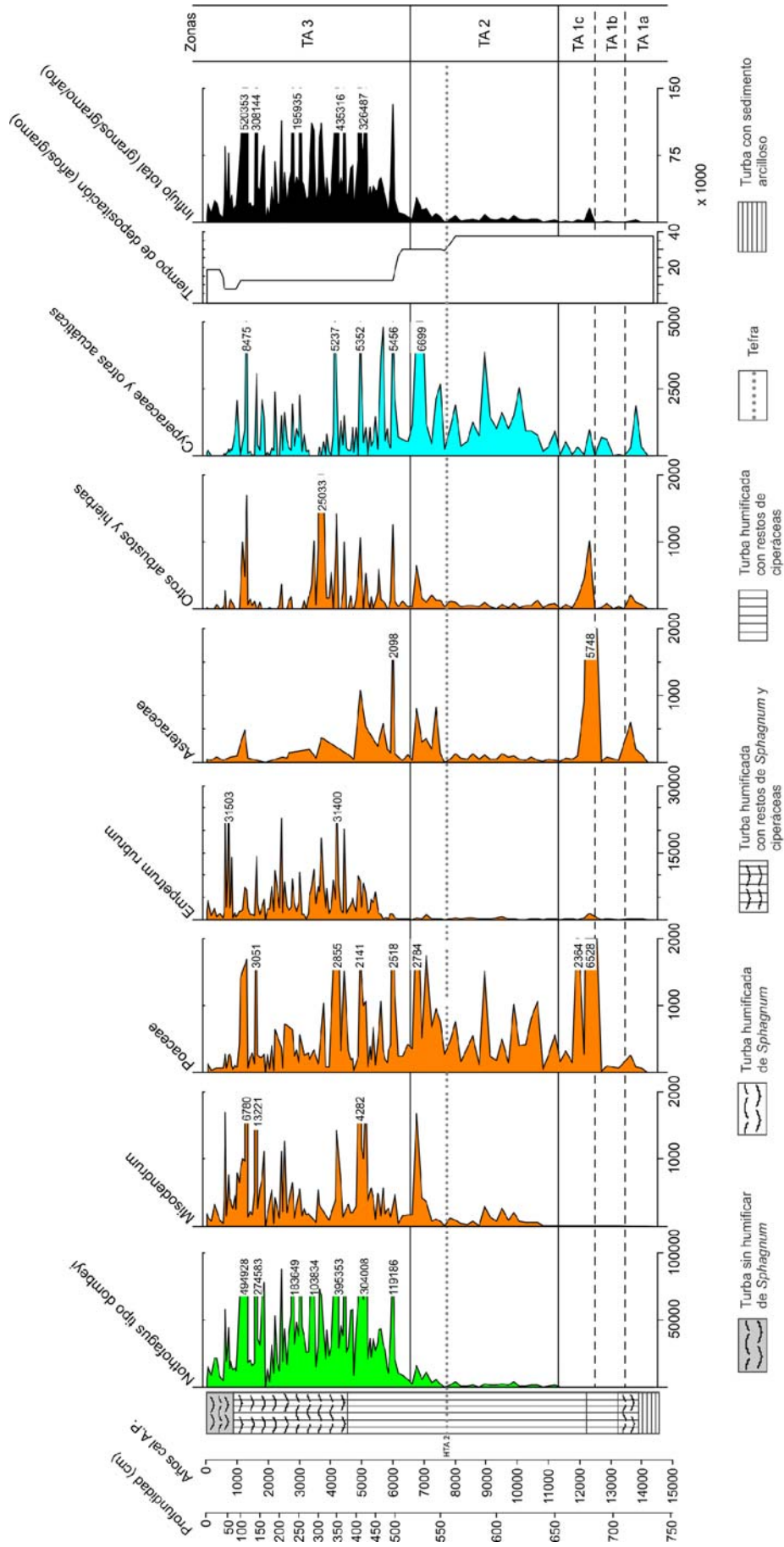


Figura 35. Diagrama de influjo de los componentes polínicos del perfil Terra Australis

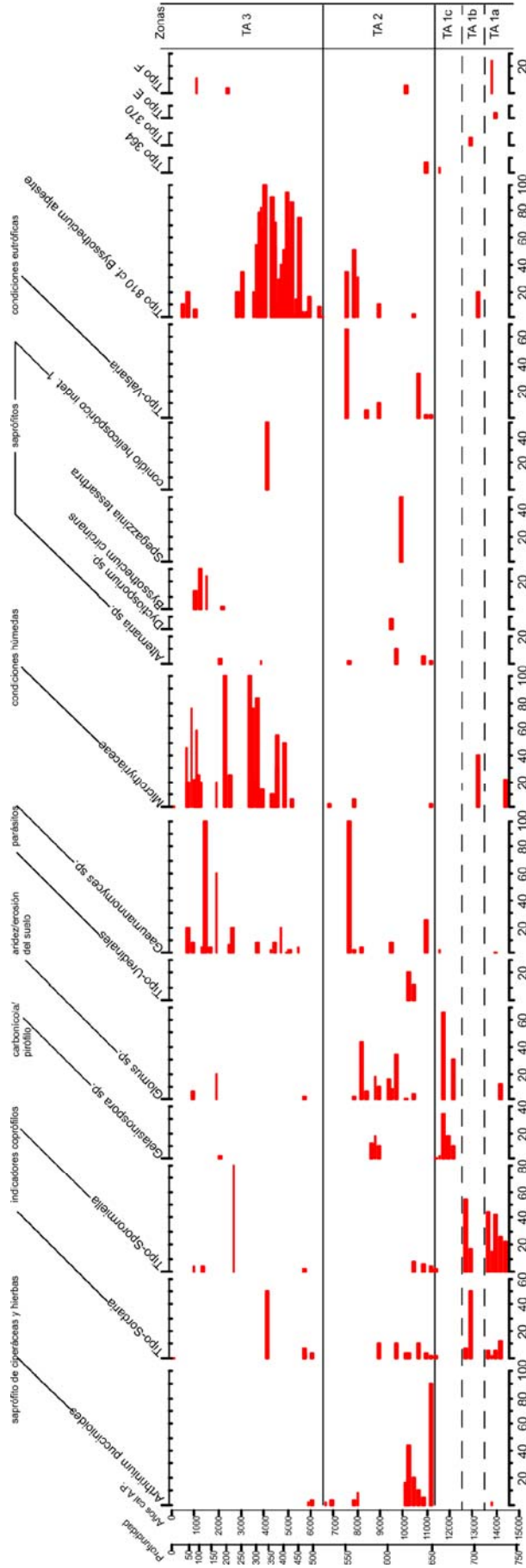


Figura 36. Diagrama de frecuencias relativas de los componentes fúngicos del perfil Terra Australis

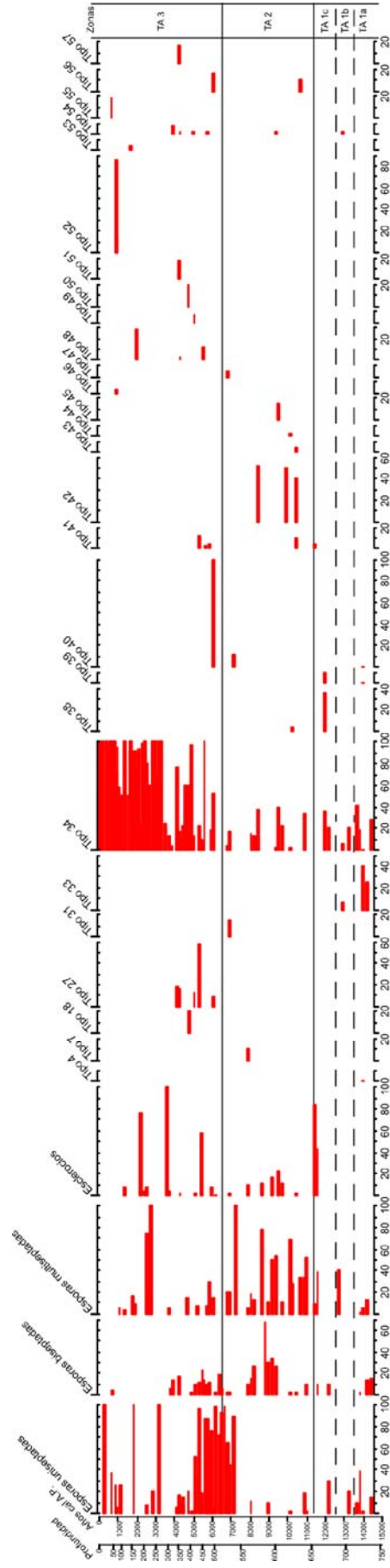


Figura 36. (Continuación). Diagrama de frecuencias relativas de los componentes fúngicos del perfil Terra Australis

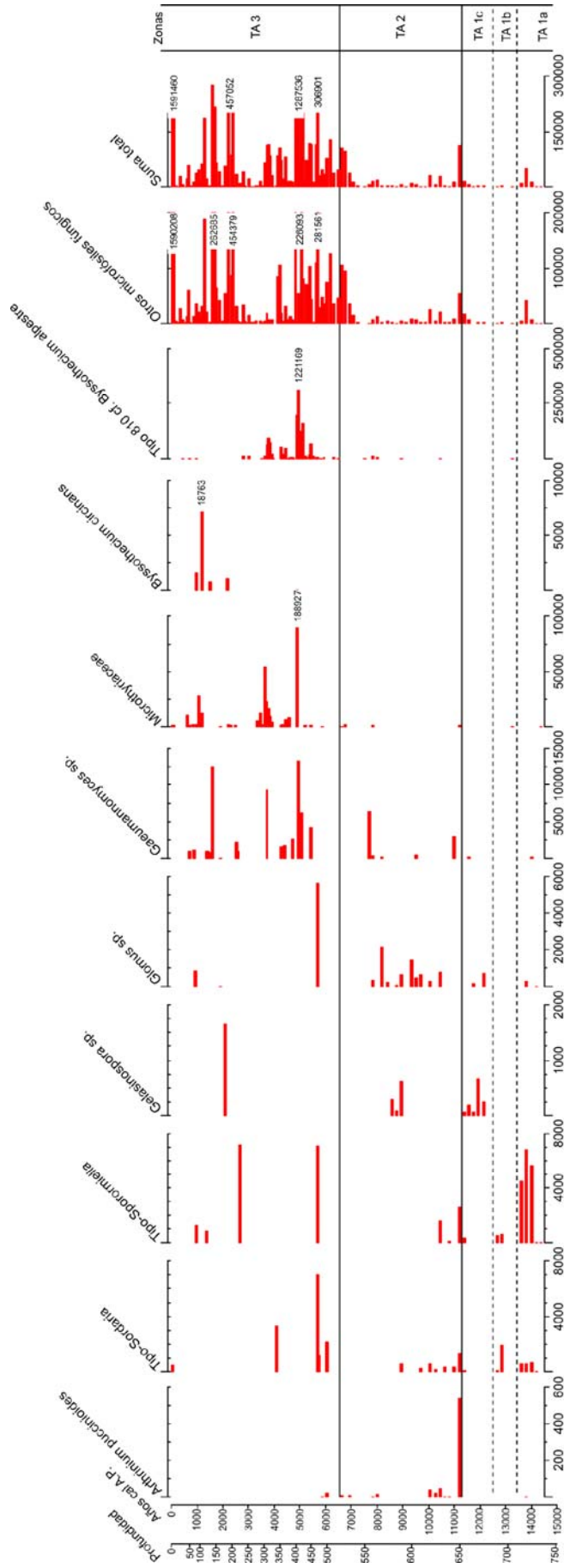


Figura 37. Diagrama de concentración de los componentes fúngicos del perfil Terra Australis

Años cal A.P.	Zona Polínica	Polen	Restos fúngicos	Paleocomunidades vegetales	Condiciones paleoclimáticas
0 - 6.600	TA 3	<i>Nothofagus</i> tipo <i>dombeyi</i> – <i>Empetrum</i>	Microthyriaceae – <i>Gaeumannomyces</i> sp. Tipo- <i>Sporormiella</i> – Tipo- <i>Sordaria</i> – <i>Bysothecium circinans</i> – <i>Glomus</i> sp. – <i>Alternaria</i> sp. <i>Gelasinospora</i> sp.	Bosque cerrado de <i>Nothofagus</i>	frío muy húmedo
11.300 - 6.600	TA 2	<i>N.</i> tipo <i>dombeyi</i> – Poaceae <i>Empetrum</i> – <i>Misodendrum</i> – Asteraceae subfam. Asteroideae	<i>Gaeumannomyces</i> sp. – <i>Arthrinium</i> <i>puccinioides</i> – Tipo- <i>Valsaria</i> – <i>Spegazzinia</i> <i>tessarhtra</i> – <i>Glomus</i> sp. – Tipo-Uredinales <i>Gelasinospora</i> sp. – Tipo- <i>Sordaria</i> <i>Alternaria</i> sp. – Tipo- <i>Sporormiella</i> Microthyriaceae	Ecotono bosque- estepa	Templado, relativ. menos húmedo
12.500 - 11.300	TA 1c	Poaceae – Asteraceae subfam. Asteroideae – <i>Empetrum</i> – <i>N.</i> tipo <i>dombeyi</i> Apiaceae – <i>Azorella</i> – <i>Acaena</i>	<i>Glomus</i> sp. – <i>Gelasinospora</i> sp. <i>Gaeumannomyces</i> sp. – Tipo- <i>Sporormiella</i>	Estepa gramíneo- arbustiva	frío, húmedo
13.400 - 12.500	TA 1b	<i>N.</i> tipo <i>dombeyi</i> – Poaceae <i>Empetrum</i> – Asteraceae subfam. Mutisieae – <i>Acaena</i>	Tipo- <i>Sporormiella</i> – Tipo- <i>Sordaria</i> Microthyriaceae		
14.500 - 13.400	TA 1a	Asteraceae subfam. Asteroideae <i>Empetrum</i> – Poaceae – Caryophyllaceae – <i>N.</i> tipo <i>dombeyi</i>	Tipo- <i>Sporormiella</i> – Microthyriaceae – Tipo- <i>Sordaria</i> – <i>Glomus</i> sp.	Estepa arbustivo- gramínea	frío seco

Tabla 12. Asociaciones polínicas y fúngicas, paleocomunidades vegetales y condiciones paleoclimáticas de las diferentes zonas y subzonas palinológicas identificadas en la sección fósil de la turbera Terra Australis, Tierra del Fuego. Nota: los taxa se han ordenado en función de su importancia.

10. EVALUACIÓN PALEOAMBIENTAL Y PALEOCLIMÁTICA DURANTE LOS ÚLTIMOS 25.000 AÑOS EN EL CENTRO DE LA ISLA GRANDE DE TIERRA DEL FUEGO Y SU CORRELACIÓN CON OTROS SECTORES GEOGRÁFICOS DEL ARCHIPIÉLAGO FUEGUINO

Para la evaluación paleoambiental y paleoclimática se utilizaron datos tomados de la bibliografía en referencia al Último Máximo Glacial y al Tardiglacial-Holoceno, junto con los datos propios de esta Tesis correspondientes a los perfiles fósiles de las turberas La Correntina y Terra Australis de edad Pleistoceno tardío-Holoceno. Asimismo, las inferencias paleoambientales y paleoclimáticas fueron realizadas en base a las asociaciones palinológicas considerando los principales microfósiles fúngicos, *Gelasinospora* sp., *Glomus* sp. y Microthyriaceae, por su importancia y potencial para la reconstrucción de los paleoecosistemas (Fig. 44; 45).

Último Máximo Glacial (UMG)

Durante el Último Máximo Glacial (UMG) grandes glaciares de descarga provenientes del manto de hielo de la Cordillera Darwin (2.000 m s.n.m., 55° S – 69° O) fluyeron hacia el N y E a lo largo de amplios y profundos valles conocidos actualmente como Estrecho de Magallanes, Depresión Bahía Inútil-Bahía San Sebastián, Lago Fagnano, Valle Carbajal-Tierra Mayor y Canal Beagle, alcanzando la plataforma submarina atlántica (*en Rabassa, 2008*) cuya extensión durante el UMG era mayor que en la actualidad debido a que el nivel del mar se encontraba entre 120 y 140 m por debajo de su nivel actual (*Ponce et al., 2011b*) (Fig. 38). El UMG habría tenido lugar entre los 25.2 y 23.1 ka años cal A.P., durante el

“*Stage B*” correspondiente al modelo de deglaciación para el área del Estrecho de Magallanes-Bahía Inútil (McCulloch *et al.*, 2005), y en concordancia con el modelo de englazamiento del valle actual del Río Fuego, ubicado en costa norte del Lago Fagnano, donde un fechado por termoluminescencia realizado en la morena latero-frontal del UMG arrojó una edad de 25.7 ka años cal A.P. (Coronato *et al.*, 2008).

En particular, la depresión del Lago Fagnano actuó como eje de englazamiento durante las sucesivas glaciaciones cuaternarias, de las cuales se preservan algunas evidencias morfológicas (Coronato *et al.*, 2002). La región fue una de las áreas englazadas más extensas del extremo sur de Sudamérica debido a la proximidad del manto de hielo de montaña ubicado en la Cordillera Darwin, desde donde se conformó una red de glaciares que cubrían la región (Coronato *et al.*, 2009). El cuerpo de hielo provenía del oeste como un glaciar de descarga, abastecido por casi 50 glaciares provenientes de los circos de los Andes Fueguinos. La cantidad, extensión y espesor de los glaciares tributarios ubicados en la costa S del lago fue mayor que los del sector N. Probablemente la proximidad del manto de hielo de montaña y los altos valores de precipitaciones en este sector habrían contribuido a la formación de estos grandes glaciares. Varios lóbulos que conformaban la masa de hielo principal del Glaciar Fagnano se encauzaban siguiendo cuatro ejes principales ubicados en los valles actuales de los ríos Fuego, Ewan, San Pablo y Láinez (ver Fig. 1B, Cap. 5) (Coronato *et al.*, 2009).

Durante el UMG, el Glaciar Fagnano tenía una longitud total de 132 km desde sus nacientes hasta su término, y la cubierta de hielo habría ocupado un área de *ca.* 4.000 km², lo cual equivale al 30% de la superficie del Campo de Hielo de Patagonia Sur. Estudios geomorfológicos indican que la máxima expansión del paleoglaciar se habría localizado a los 66° 45' O. Basándose en la profundidad del lago y en la altitud de los rasgos glaciares

erosivos, se estima que el espesor máximo del paleoglacial fue de unos 1000 m (Coronato *et al.*, 2009).

La Isla Grande de Tierra del Fuego (53-55° S) se encuentra actualmente bajo la influencia permanente de los vientos fríos y húmedos del oeste o “*Westerlies*” y de los desplazamientos del Frente Polar. Durante la Última Glaciación, de acuerdo con las fluctuaciones de los glaciares del sur de la Patagonia y evidencias paleoecológicas, el centro de los vientos del oeste habría migrado hacia el norte entre los 45 y 50° S permitiendo que el Campo de Hielo Patagónico se extendiera en forma continua entre los 36 y 56° S (McCulloch *et al.*, 2000; McCulloch y Davies, 2001). De acuerdo con los datos polínicos fósiles provenientes de ese sector chileno, las temperaturas habrían sido 6-7° C más frías que las actuales (Heusser *et al.*, 1999; McCulloch y Davies, 2001). Al tiempo que el clima en el Archipiélago Fueguino habría adquirido mayor continentalidad por la presencia de una extensa planicie, correspondiente a la actual Plataforma Continental Argentina, como consecuencia del nivel de mar más bajo (Ponce *et al.*, 2011b).

Tardiglacial (ca. 18.000-11.500 años cal A.P.)

El Tardiglacial es definido en el extremo sur de Sudamérica como el período comprendido entre el inicio del retroceso de los hielos desde las morenas generadas durante el Último Máximo Glacial (UMG) y el Holoceno, en el cual las condiciones climáticas globales sufrieron cambios significativos y recurrentes (Rabassa *et al.*, 1992; Coronato *et al.*, 1999). El límite Tardiglacial-Holoceno se establece a los 10.000 años C¹⁴ A.P. (11.500 años cal A.P.) (Rabassa *et al.*, 2000).

No hay datos cronológicos precisos del inicio de la deglaciación en el área del Lago Fagnano. Sin embargo, estudios palinológicos realizados en la región muestran que los valles glaciares, hoy ocupados por el Lago Yehuín (100 m s.n.m., Fig. 39) y Paso Garibaldi (420 m

s.n.m., Fig. 39), estuvieron libres de hielo hacia los *ca.* 10.220 años C¹⁴ A.P. (11.892 años cal A.P.) y 10.730 años C¹⁴ A.P. (12.606 años cal A.P.) respectivamente (Markgraf 1983, 1993); lo cual coincide con el deglaciamiento general de la Isla Grande de Tierra del Fuego. Asimismo, las edades basales de las turberas San Pablo 1 (TSP, Fig. 39) y La Correntina (TLC, Fig. 39), ubicadas en cercanías a la posición más oriental del paleoglaciario Fagnano, indican un rango de edad mínima para el retroceso del hielo entre los 12.210 años C¹⁴ A.P. (13.830 años cal A.P.) y los 12.775 años C¹⁴ A.P. (15.642 años cal A.P.) respectivamente (Coronato *et al.*, 2002, 2009; Musotto, esta Tesis).

Los estudios geomorfológicos han permitido identificar tres fases recesivas del paleoglaciario Fagnano durante el Tardiglacial, luego de su máxima extensión correspondiente al UMG (Fig. 39; Tabla 13) (Coronato *et al.*, 2009). La **Fase recesional 1 (FR 1)** (Tardiglacial temprano) está representada principalmente por las morenas de Tolhuin-Jeu Jepen (Fase Recesiva Tolhuin, FRT) que se interpretan como los primeros depósitos originados por la recesión del Glaciario Fagnano. Esta fase sería comparable con el “*Stage C*” de McCulloch *et al.* (2005) cuando los glaciares alcanzaron una menor extensión o retrocedieron con anterioridad a los 21.7-20.4 ka años cal A.P.

La **Fase Recesional 2 (FR 2)** (Tardiglacial) está caracterizada por la Morena Valdéz. Las edades basales de las turberas de Terra Australis (TTA), Cervetti (TC) y Fagnano (TLF) muestran que parte del área oriental del Lago Fagnano estuvo finalmente libre de hielo entre los 14.8 y los 12.7 ka años cal A.P. (Coronato *et al.*, 2002, 2009).

La **Fase Recesional 3 (FR 3)** (Tardiglacial tardío) está representada por la morena Martínez. No existen edades absolutas que permitan ubicarla cronológicamente dentro del esquema de deglaciación. Sin embargo, de acuerdo con el esquema del Estrecho de Magallanes-Bahía Inútil, esta fase recesiva puede correlacionarse con el “*Stage E*” con una edad mínima tentativa, entre 12.5 y 11.7 ka años cal A.P. (McCulloch *et al.*, 2005) y

posiblemente equivalentes con el evento frío del “*Younger Dryas*” (YD) del Hemisferio Norte.

La ausencia de morenas frontales en las actuales márgenes del lago, a lo largo de unos 50 km, sugiere un rápido retroceso del Glaciar Fagnano hacia el oeste, mediante un proceso de ablación de tipo “*calving*” en un lago proglacial o por confinamiento del lóbulo de hielo en la cuenca profunda del lago formando morenas que estarían actualmente sumergidas (Coronato *et al.*, 2009). La presencia de morenas sumergidas en esta porción del lago fueguino fue luego confirmada por Waldmann *et al.* (2010b), aunque aún no se dispone de indicadores cronológicos.

La cronología propuesta es comparable con el retroceso del paleoglaciar Beagle, en el sur de Tierra del Fuego (Fig. 39). La posición más externa en Punta Moat (E del Canal Beagle) corresponde a las morenas terminales (MTM) de la Última Glaciación (Glaciación Moat, Rabassa *et al.*, 2000), cuya edad es incierta. El dato más antiguo de deglaciación está dado por el fechado radiocarbónico basal de la turbera de Puerto Harberton (TH), distante unos 40 km al oeste de Punta Moat (Heusser, 1998) (Fig. 39). El mismo indica una edad mínima para el inicio de la deglaciación en el Canal Beagle de 14.640 años C¹⁴ A.P. (17.711 años cal A.P.) (Rabassa *et al.*, 2000), y sería correlacionable con la Fase Recesional 2 (FR 2) del Glaciar Fagnano (Coronato *et al.*, 2009). Posteriormente, hacia los 12.730 años C¹⁴ A.P. (15.022 años cal A.P.), el frente de hielo (morena Punta Segunda: MPS) se habría retirado de Caleta Róbaló (turbera Caleta Róbaló: TCR) situada 25 km al oeste de Puerto Harberton, en la Isla Navarino, Chile (Heusser, 1989a), y de la ciudad de Ushuaia (turbera Ushuaia 2: TU2), 50 km más hacia el oeste, a los 12.430 años C¹⁴ A.P. (14.518 años cal A.P.) aproximadamente (Heusser, 1998, 2003). El frente de hielo se habría retirado totalmente del Canal Beagle hacia los 10.080 años C¹⁴ A.P. (11.706 años cal A.P.), de acuerdo con la edad basal de la turbera Lapataia (TL) ubicada 14 km al oeste de la ciudad de Ushuaia (Rabassa *et al.*, 1992).

En la Isla Grande de Tierra del Fuego, el retroceso definitivo de los hielos habría culminado hacia finales del Tardiglacial y principios del Holoceno, no sólo en las tierras bajas a lo largo del Canal Beagle, sino también en los valles tributarios interiores de los Andes Fueguinos (Borromei *et al.*, 2007; Borromei y Quattrocchio, 2008) y en la cuenca del Lago Fagnano.

El inicio de la deglaciación indica condiciones climáticas más cálidas y secas que las actuales. De acuerdo con los cambios observados en las asociaciones polínicas fósiles y el análisis de isótopos estables de hidrógeno en musgos en la turbera de Puerto Harberton (Pendall *et al.*, 2001), se pudo establecer, aunque variable, un marcado aumento de la temperatura desde 0° C en la base de la secuencia, a los 16.200 años cal A.P., hasta 12° C hacia los 15.000 años cal A.P. asociado a condiciones de menor humedad efectiva.

En la turbera La Correntina (Fig. 40) entre los *ca.* 15.200 y 13.000 años cal A.P. (Zonas LC-1a y 1b, Fig. 41), se registró el desarrollo de comunidades de brezales arbustivos de *Empetrum rubrum* acompañados por gramíneas y hierbas pioneras (*Acaena*), con escasos árboles de *Nothofagus*. En la turbera Terra Australis, 50 km al suroeste de La Correntina (Fig. 40), el análisis palinológico permite observar con posterioridad a los 14.500 años cal A.P. (Subzona TA-1a, Fig. 42) el desarrollo de comunidades arbustivas (Asteraceae subf. Asteroideae), gramíneas y herbáceas (Caryophyllaceae), que sugieren la presencia de ecosistemas de vegetación abierta (Moore, 1983; Roig, 1998; Heusser, 2003). Ambas secuencias registraron valores mínimos en el influjo polínico total durante este período, indicando una escasa cobertura vegetal, probablemente asociada con condiciones ambientales más secas que las actuales. Si bien ambas asociaciones representan comunidades vegetales propias de la estepa, la asociación vegetal de Terra Australis, con menor participación de brezales de *Empetrum rubrum* y mayor proporción de arbustos de Asteraceae subf. Asteroideae, sugiere condiciones más húmedas que la de La Correntina. Esta diferencia

podría explicarse por el emplazamiento de Terra Australis. Esta última se encuentra ubicada en la margen sur del Lago Fagnano, al pie de los valles transversales fueguinos y en un ambiente de montaña cerrado, mientras que La Correntina, se sitúa en un amplio valle, orientado en dirección a los vientos dominantes del oeste, con una mayor circulación de aire y amplitud térmica.

Un patrón similar de vegetación dominado por murtillares de *Empetrum rubrum*, arbustos y pastizales, ha sido registrado no sólo en el sector central de Tierra del Fuego, sino también a lo largo del Canal Beagle y, en el sector noroeste del Archipiélago Fueguino, en localidades tan alejadas como Bahía Inútil (53° 27' S - 70° 06' O) y Onamonte (53° 54' S - 68° 57' O) (Heusser, 1993, 1998, 2003; Fig. 40).

La vegetación arbórea postglacial está pobremente representada y registra valores mínimos de influjo polínico en ambos perfiles. Esto se ajusta con el patrón regional de ambientes postglaciales a lo largo del área del Canal Beagle (Heusser, 2003, Fig. 43). En las dos turberas aquí estudiadas, La Correntina y Terra Australis, en el centro de Tierra del Fuego y en la turbera de Puerto Harberton, ubicada en tierras bajas cercanas al Canal Beagle, los valores de influjo de *Nothofagus* (Fig. 43) señalan el emplazamiento de pequeños *stands* o enclaves de *Nothofagus* desde el inicio de la deglaciación que confirman la supervivencia de este taxón en refugios glaciales. Dichos refugios estarían localizados probablemente en el sector sureste de Tierra del Fuego de acuerdo con estudios de polimorfismos genéticos y modelamiento de nicho ecológico realizados para las poblaciones de bosque de la isla (Premoli *et al.*, 2010). En Terra Australis, el registro de polen de *Misodendrum* y de restos de cuerpos reproductivos de la familia Microthyriaceae (cf. *Microthyrium fagi*) confirmarían la presencia local de pequeños grupos de *Nothofagus* en el entorno de la turbera (Fig. 44). Los espectros polínicos de Bahía Inútil y Onamonte, ubicados hacia el noroeste de la isla, en el

límite ecotono-estepa, sugieren durante el Tardiglacial, fuentes extra-locales para el aporte del polen arbóreo.

Entre los *ca.* 13.000 y 12.400 años cal A.P. en La Correntina y entre los *ca.* 13.800 años cal A.P. y 12.400 años cal A.P. en Terra Australis, el aumento de polen de *Nothofagus* sugiere un incremento de la humedad efectiva asociado a bajas temperaturas (Fig. 43). Este aumento de humedad efectiva es además documentado en la turbera de Puerto Harberton (Fig. 43) y en un sitio de altura cercano a Terra Australis (turbera Paso Garibaldi, 420 m s.n.m.) (Markgraf y Huber, 2010). En dirección noroeste, en la localidad Onamonte, el reemplazo de los murtillares de *Empetrum rubrum* por una estepa de gramíneas con posterioridad a los 13.180 años cal A.P. (Heusser, 1993) sugiere condiciones relativamente más húmedas. Estas fluctuaciones son coincidentes con un reavance glacial y episodio frío entre los 14.800 y 12.700 años cal A.P., conocido como “*Antarctic Cold Reversal*” (ACR).

A partir de los *ca.* 12.400 años cal A.P., se observa en ambas secuencias, La Correntina y Terra Australis, una disminución, aunque variable, de *Nothofagus* que alcanza valores nulos a mínimos, respectivamente, a los 11.500 años cal A.P. (Fig. 43). Esta disminución es acompañada por el desarrollo de comunidades de brezales arbustivos (*Empetrum rubrum*) y gramíneas (Poaceae) en La Correntina (Subzona LC-1b) y de comunidades graminosas y arbustivas (*E. rubrum*, Asteraceae subf. Asteroideae) en Terra Australis (Subzona TA-1c), que indican condiciones de menor humedad efectiva. Respecto a los microfósiles fúngicos, la aparición de esporas de *Glomus* sp. sugiere el desarrollo de una vegetación abierta de pastizales y arbustos asociado a condiciones ambientales más secas (Fig. 44; 45). Los registros polínicos de turberas ubicadas a lo largo del Canal Beagle muestran la ausencia de polen de *Nothofagus* a los 10.200 ± 60 años C¹⁴ A.P. (11.899 años cal A.P.), lo cual ha sido correlacionado con el desarrollo de un evento frío comparable al “*Younger Dryas*” (Heusser y Rabassa, 1987; Heusser, 1998). Se estima que durante este evento (YD), la temperatura de

verano habría sido 3° C más baja que la actual en Ushuaia, con precipitaciones del orden de los 200 mm anuales (Heusser y Rabassa, 1987; Heusser, 1998). Este episodio más frío, asociado con el “*Younger Dryas*” también ha sido identificado en los valles fueguinos interiores (Borromei *et al.*, 2007, 2010; Borromei y Quattrocchio, 2008).

La transición entre el Tardiglacial y el Holoceno está caracterizada por fluctuaciones de temperatura y precipitaciones, probablemente asociadas con la migración hacia latitudes menores e intensificación de los vientos del oeste respecto a sus posiciones actuales (50° S), bajo la influencia de cambios en la posición del Frente Subpolar Antártico (Markgraf y Huber, 2010; Fletcher y Moreno, 2011). Recientemente, los estudios de modelado climático (Rojas *et al.*, 2009) no hallaron un cambio evidente en la circulación de los vientos del oeste; sin embargo, sugieren una disminución general en la velocidad del viento en superficie en el Océano Sur y en los sectores subantárticos, que en la práctica podría inducir un efecto similar a la supuesta migración hacia el Ecuador del margen sur del cinturón de los vientos del oeste del Sur (Compagnucci, 2011).

En la secuencia fósil de La Correntina se identificó un nivel de vidrio volcánico disperso en sedimento orgánico (HLC1) (Fig. 18) con una edad interpolada, según el modelo de edad-profundidad, de 12.845 años cal A.P., y cuyo origen fue atribuido al Volcán Hudson de acuerdo con los análisis geoquímicos. Erupciones del Volcán Hudson han sido reportadas hacia fines del Pleistoceno y comienzos del Holoceno temprano, pudiéndose mencionar entre otras: las erupciones HW2 datada en 11.920 años C¹⁴ A.P. (13.890 años cal A.P.) y HW3 datada en 9.950 años C¹⁴ A.P. (11.060 años cal A.P.) identificadas en el Archipiélago Chonos y la Península Taitao (Chile) (Haberle y Lumley, 1998) y una erupción del Holoceno temprano (>10.000 años C¹⁴ A.P.) registrada en la cueva Las Guanacas, Aisén (Chile) (Mena, *en* Naranjo y Stern, 1998) (Fig. 28B; Tabla 8). Recientemente se han hallado evidencias de una gran erupción volcánica con una edad aproximada de 14.000 años C¹⁴ A.P. en testigos

situados en cercanías a Coihaique (Chile) (Stern, *com. pers.*, 2013). El nivel de vidrio volcánico identificado en el depósito de turba podría correlacionarse con esta última erupción y probablemente la presencia de material piroclástico en la turbera La Correntina sería producto del retrabajo fluvial, dado que esta turbera se formó en la planicie de inundación de un río postglacial.

Holoceno temprano (11.500-8.000 años cal A.P.)

En el Holoceno temprano se registra un ascenso de la temperatura en coincidencia con el inicio del Óptimo Termal Antártico (Bentley *et al.*, 2009). Los espectros polínicos señalan el desarrollo de comunidades vegetales transicionales del ecotono bosque-estepa, asociado a un paisaje abierto con grupos de árboles y arbustos en las tierras bajas sobre el Canal Beagle (Heusser, 1989a, 1998). Mientras, en los valles andinos interiores se extendía una vegetación abierta de pastizales y arbustos y el hielo ocupaba las áreas a mayor altura sobre los valles colgantes (Borromei, 1995; Borromei *et al.*, 2007). En el área del Canal Beagle, durante la transgresión marina holocena, aproximadamente a los 8.000 años C¹⁴ A.P., el aumento en las frecuencias del polen de *Nothofagus* indican el desarrollo de vegetación arbórea litoral bajo una mayor disponibilidad hídrica por la acción moderadora del mar, mientras el ecotono bosque-estepa se extendía regionalmente hacia el interior de la isla (Grill *et al.*, 2002; Borromei y Quattrocchio, 2007, 2008).

El modelo de vegetación para el Holoceno temprano sugiere un clima más cálido y seco, aunque relativamente más húmedo que el Tardiglacial (Heusser, 2003). La alta proporción de partículas de carbón vegetal en la mayoría de los perfiles polínicos del centro-sur de Tierra del Fuego y sur de Patagonia durante este período, señalan una alta frecuencia de incendios de carácter regional que habrían sido promovidos por la presencia del bosque bajo condiciones de clima más árido (Huber *et al.*, 2004; Whitlock *et al.*, 2007). Asimismo, el

desarrollo de incendios ha sido atribuido a la presencia de los paleoindios durante sus actividades de caza (Heusser, 2003) descartándose las tormentas eléctricas y las erupciones volcánicas como agentes promotores de incendios (Heusser, 1994). En los dos perfiles aquí estudiados, el registro de esporas de *Gelasinospora* sp., considerado un hongo pirófilo-carbonícola, se asocia a restos vegetales carbonizados (Figs. 44; 45) sugiriendo condiciones relativamente secas (van Geel y Aptroot, 2006).

En Terra Australis (Fig. 46), a partir de los *ca.* 11.800 años cal A.P., se inicia la expansión del bosque de *Nothofagus*, y hacia los 11.200 años cal A.P. (Zona TA-2), el paisaje muestra la fisonomía de un ecotono bosque-estepa con áreas abiertas de pastizales y arbustos similares a las que se desarrollan actualmente en el centro de la Isla Grande de Tierra del Fuego, donde las precipitaciones medias anuales varían entre 400-500 mm y las temperaturas medias estivales son de 11° C (Pisano, 1977). Es probable que el bosque de *Nothofagus antarctica* haya sido el primero en colonizar el área bajo condiciones menos húmedas y más cálidas que las actuales. Actualmente, *N. antarctica* es considerada una especie pionera, dado que es intolerante a la sombra, y posee cierta adaptabilidad a sitios xéricos, hiperhúmedos, rocosos o expuestos a condiciones adversas y disturbios ambientales (Tercero-Bucardo y Rovere, 2010). El incremento en los valores de frecuencia e influjo de *Misodendrum* señala el establecimiento local del bosque de *Nothofagus* (Fig. 44). En la turbera de Puerto Harberton, 65 km al sureste de Terra Australis, el bosque abierto se desarrolló a partir de los 11.000 años cal A.P. (Heusser, 2003; Markgraf y Huber, 2010).

En La Correntina, el registro polínico señala con posterioridad a los *ca.* 11.500 años cal A.P., una vegetación dominada por comunidades gramíneas y herbáceas, acompañadas por matorrales y arbustos, que sugiere principalmente el desarrollo de áreas abiertas con pastizales, arbustos y escasos árboles de *Nothofagus*. Por otro lado, tanto la presencia de esporas de *Glomus* sp. y de *Gelasinospora* sp., indicaría condiciones ambientales más secas

(Fig. 45). Hacia los 10.000 años cal A.P. (Subzona LC-2a) comienza la expansión del bosque de *Nothofagus* y después de los 9.400 años cal A.P., se desarrolló un paisaje de vegetación propio del ecotono bosque-estepa bajo condiciones más cálidas y húmedas, aunque con precipitaciones inferiores a las actuales. El desarrollo del ecotono bosque-estepa es también registrado en las localidades cercanas a La Correntina, Lago Fagnano (30 km al suroeste; Heusser, 2003) y Lago Yehuin (52 km al noroeste; Markgraf, 1983) (Fig. 40). Mientras que en la turbera de Onamonte, distante 150 km al noroeste de La Correntina (Fig. 40), el registro polínico refleja el desarrollo de una estepa gramínea durante este período (Heusser, 1993).

El escenario climático del Holoceno temprano en el Archipiélago Fueguino habría sido favorecido por el debilitamiento y/o migración de los vientos del oeste hacia latitudes más altas y disminución del gradiente térmico entre el Ecuador y los Polos (Whitlock *et al.*, 2007; Fletcher y Moreno, 2011).

Holoceno medio (8.000-4.000 años cal A.P.)

Durante el Holoceno medio los espectros polínicos reflejan el desarrollo de un bosque cerrado de *Nothofagus* a partir de los 6.500 años cal A.P. bajo condiciones más frías y húmedas, extendiéndose no solamente en las áreas bajas costeras a lo largo del Canal Beagle, sino también en los valles interiores y valles de altura de los Andes Fueguinos (Heusser, 2003; Borromei *et al.*, 2007, 2010).

Las condiciones de mayor humedad efectiva y descenso de temperatura, que habrían favorecido el desarrollo y expansión del bosque de *Nothofagus* y la abrupta disminución de los incendios regionales, se relacionan con la intensificación y/o migración latitudinal de los vientos del oeste entre los 50-54° S, afectando el sur de Patagonia y Andes Fueguinos (Heusser, 2003; Withlock *et al.*, 2007; Villa-Martínez y Moreno, 2007; Markgraf y Huber, 2010).

En La Correntina (Fig. 46), entre los 8.200 y 5.300 años cal A.P. (Subzona LC-2b), el desarrollo progresivo hacia *stands* de bosque cerrado se revierte, observándose la retracción del bosque y la expansión de comunidades abiertas de gramíneas, hierbas y vegetación en cojín, acompañadas de arbustos, similares al actual ecotono bosque-estepa que se desarrolla en el centro de Tierra del Fuego. Durante este intervalo, el registro de esporas de *Glomus* sp. señala ambientes disturbados y menos húmedos (Fig. 45). Esto probablemente se relacione con la depositación del nivel de tefra (HLC2), datado entre los 7.982 y 7.236 años cal A.P., proveniente de la gran erupción del Volcán Hudson del Holoceno medio (erupción volcánica H1; Stern, 2008) y documentada en numerosas localidades de Patagonia e Isla Grande de Tierra del Fuego (ver Fig. 28C, Tabla 9; Cap. 8); sumado a condiciones climáticas más secas, que habrían producido un impacto en los ecosistemas del bosque y acuáticos. Un comportamiento similar de la vegetación ha sido reportado para la turbera de Lago Yehuín (Markgraf, 1983) (Fig. 46).

De igual manera, en Terra Australis, la disminución del bosque de *Nothofagus* y el incremento de gramíneas, hierbas y ciperáceas se relacionaron con la depositación del nivel de tefra (HTA2) entre los 7.794 y 7.659 años cal A.P. La ceniza volcánica, de acuerdo con los análisis geoquímicos, también provendría de la gran erupción del Volcán Hudson (H1). Respecto a la asociación fúngica, se observó un marcado aumento en los valores de concentración de esporas de *Gaeumannomyces* sp., asociado al desarrollo de pastizales y ciperáceas. En ambas localidades estudiadas, se registraron bajos valores de influjo polínico total que sugieren una disminución en la producción polínica debido probablemente a condiciones ambientales poco favorables para el desarrollo de las comunidades vegetales.

De acuerdo con los datos geoquímicos provenientes de depósitos lacustres y testigos de fiordos del área del Gran Campo Nevado, en el suroeste de la Patagonia chilena (52° S - 72° O), la precipitación de materiales volátiles volcánicos produce una intensa acidificación del

suelo y genera el lixiviado de nutrientes. Esto afecta a los microorganismos presentes en el suelo y favorece la descomposición del material vegetal y un activo proceso de erosión del suelo en vastas áreas (Kilian *et al.*, 2006). Por lo tanto, aunque los cambios en las comunidades vegetales observados en ambos sitios estudiados claramente precedieron a la erupción volcánica, la intensidad de los mismos se habría incrementado por la actividad volcánica, causando un deterioro en el ecosistema de larga duración y una perturbación en los registros polínicos. Los espectros polínicos de las turberas de Puerto Harberton y Moat, ubicadas a lo largo del Canal Beagle, también señalan bajos niveles de humedad efectiva y una alta proporción de partículas de carbón durante este lapso (Heusser, 1989b, 1995a; Markgraf y Huber, 2010), que podría haber contribuido a una relativa apertura de la vegetación arbórea.

En La Correntina, a partir de los 6.300 años cal A.P. (Subzona LC-2b) y luego de un intervalo de *ca.* 1.500 años, el polen de *Nothofagus* se incrementa alcanzando las frecuencias pre-eruptivas y a los 5.300 años cal A.P. el bosque de *Nothofagus* adquiere características de comunidades cerradas debido a condiciones paleoclimáticas de incremento en la humedad efectiva y descenso de la temperatura. En Terra Australis, el impacto sobre la vegetación arbórea fue menor recuperando sus valores relativos pre-eruptivos a los 7.500 años cal A.P. y hacia los 6.500 años cal A.P. la vegetación presenta la fisonomía de un bosque cerrado de *Nothofagus*. Las asociaciones fúngicas registradas en ambas secuencias, compuestas por restos de cuerpos reproductivos de Microthyriaceae sugieren condiciones paleoambientales de mayor humedad en relación con el desarrollo del bosque (Fig. 44; 45).

Los datos polínicos de turberas ubicadas en cercanías al área de estudio tales como Lago Yehuin y Lago Fagnano (Markgraf, 1983; Heusser, 2003) señalan a partir de los 5.600 años cal A.P., el desarrollo del bosque cerrado de *Nothofagus* en los alrededores del Lago

Fagnano (Fig. 46). Mientras, en dirección noroeste, en la turbera de Onamonte, la estepa gramínea es reemplazada por el ecotono bosque-estepa (Heusser, 1993).

Holoceno tardío (4.000-0 años cal A.P.)

En la Isla Grande de Tierra del Fuego, la existencia de cinturones morénicos en los valles de altura y circos glaciares, ubicados por encima de los correspondientes al Último Máximo Glacial y por encima del límite superior del bosque, permite inferir que sobre los 900 m. s.n.m. se habrían producido períodos de enfriamiento (Rabassa *et al.*, 1992; Planas *et al.*, 2002). Aunque su cronología no está aun bien definida, los estudios dendrocronológicos (Villalba, 1989, 1994) y geomorfológicos (Rabassa *et al.*, 1992) realizados en los Andes Patagónicos han permitido establecer la existencia de al menos cinco fluctuaciones durante el Holoceno relacionadas con oscilaciones climáticas.

Mercer (1982) propuso, en base a las fluctuaciones observadas en los glaciares del sector noroeste y este del Hielo Patagónico Sur (48° 20' - 51° 30' S), tres avances glaciares (cronología “*Mercer-type*”) aproximadamente a los 4.700-4.200 años C¹⁴ A.P., 2.700-2.000 años C¹⁴ A.P. y la Pequeña Edad de Hielo de los últimos 300 años. De igual manera, Aniya (1996), a partir de fechados radiocarbónicos obtenidos de morenas ubicadas en el sector oeste del Hielo Patagónico Sur, propone cuatro avances glaciares (cronología “*Aniya-type*”) aproximadamente a los 3.600 años C¹⁴ A.P., 2.300 años C¹⁴ A.P., 1.600-1.400 años C¹⁴ A.P. y durante la Pequeña Edad de Hielo. De acuerdo con Moreno *et al.* (2009), los datos cronológicos de secciones estratigráficas asociadas con eventos Neoglaciales de glaciares de descarga provenientes del Campo de Hielo de Patagonia Sur y valles glaciares adyacentes permitieron reconocer durante los últimos 5.300 años cinco avances glaciares. Los datos sugieren máximos Neoglaciales entre ~5.180-4.700, ~4.500-3.900, ~3.080-2.200, ~1.400-1.050 años cal A.P. y durante la Pequeña Edad de Hielo (~600-100 años cal A.P.).

Al norte de la Isla Grande de Tierra del Fuego, en la estepa fueguina, la presencia de paleosuelos desarrollados en depósitos eólicos aflorantes en la Laguna Arturo (Fig. 40) (Coronato *et al.*, 2011), revelan la existencia de períodos húmedos alternando con períodos de aridización durante el Holoceno, asociados probablemente a variaciones de la precipitación (Orgeira *et al.*, 2012). Los niveles de paleosuelos que se registran a los 9.941 ± 59 años C^{14} A.P. (11.304 años cal A.P.), 6.333 ± 67 años C^{14} A.P. (7.163 años cal A.P.), 5.800 ± 64 años C^{14} A.P. (6.538 años cal A.P.), 4.871 ± 59 años C^{14} A.P. (5.552 años cal A.P.) y 434 ± 43 años C^{14} A.P. (471 años cal A.P.), se correlacionan con eventos húmedos que habrían favorecido el desarrollo de los paleosuelos en desmedro de la erosión-acumulación eólica, dominante en el lugar (Coronato *et al.*, 2011).

Aunque las fluctuaciones climáticas Neoglaciales no han sido claramente identificadas en los registros polínicos de turberas ubicadas a lo largo del Canal Beagle, los cambios observados en el influjo polínico de *Nothofagus* ponen de manifiesto una alta variabilidad climática durante los últimos 6.000 años cal A.P. (Heusser, 1998, 2003). Heusser (1989b), en la turbera de Puerto Harberton, relaciona la disminución del influjo polínico de *Nothofagus* con episodios más fríos entre los 5.640 ± 70 y 4.430 ± 80 años C^{14} A.P. (6.373 y 4.982 años cal A.P.), posterior a los 2.350 ± 80 años C^{14} A.P. (2.303 años cal A.P.) y anterior a los 380 ± 160 años C^{14} A.P. (360 años cal A.P.). De igual manera, en las localidades de Caleta Róbal y Ushuaia 2, relaciona los bajos valores de influjo arbóreo con los avances glaciarios estimados para la cronología “*Mercer-type*” (Heusser, 1989a, 1998).

En el registro polínico de La Correntina se observa a partir de los 2.800 años cal A.P. (Subzona LC-3b), una disminución en los valores de *Nothofagus* y un aumento en las frecuencias de Poaceae, aunque los valores de influjo de ambos taxones fluctúan de manera similar, que sugieren el desarrollo de comunidades del bosque más abiertas asociadas con vegetación herbácea, similares a aquellas comunidades propias del centro de Tierra del Fuego

(Trivi de Mandri *et al.*, 2006). Los datos polínicos provenientes de la turbera Estancia Río Claro, ubicada en el centro de Tierra del Fuego (Fig. 40), indican un cambio hacia condiciones de menor humedad efectiva y temperaturas más cálidas a partir de los *ca.* 2.200 años cal A.P. (Burry *et al.*, 2007). En la localidad de Terra Australis, con posterioridad a los *ca.* 1.000 años cal A.P. (Zona TA-3), se observa en general en el registro polínico, una disminución del influjo total infiriéndose condiciones desfavorables para el desarrollo de las distintas comunidades vegetales. Hacia el noroeste, en la localidad Onamonte el bosque se expande alrededor de los *ca.* 1.400 años cal A.P. para luego disminuir entre los *ca.* 1.000 y 500 años cal A.P. En ausencia de carbón vegetal en el registro polínico, los incendios no parecen haber controlado la expansión del bosque, sugiriéndose que los cambios en la vegetación podrían relacionarse con un incremento de la temperatura y condiciones más secas (Heusser, 1993).

El espectro polínico en La Correntina señala a partir de los *ca.* 800 años cal A.P. una retracción del bosque de *Nothofagus* alcanzando un mínimo a los 370 años cal A.P., en coincidencia con el evento global de la Pequeña Edad de Hielo (PEH) registrado en el Hemisferio Norte (1.450-1.890 D.C.). En la turbera Estancia Río Claro también se observa una disminución en el polen de *Nothofagus* a partir de los *ca.* 700 años cal A.P. (Burry *et al.*, 2007).

Este evento frío de la PEH ha sido reconocido además en dos turberas ubicadas en un valle interior (Valle de Andorra, altitud: 180 m s.n.m.) (Mauquoy *et al.*, 2004), y en un valle glacial colgante (turbera Las Cotorras, altitud: 420 m s.n.m.) (Borromei *et al.*, 2010) en los Andes Fueguinos al sur del área de estudio. Sin embargo, las condiciones cálidas y secas registradas en los valles andinos interiores (Mauquoy *et al.*, 2004) y comparables con el Período Cálido Medieval (PCM) (950-750 años cal A.P.) no pudieron ser inferidas en los registros polínicos estudiados.

En La Correntina, se observa durante los últimos 300 años cal A.P., la recuperación del bosque cerrado de *Nothofagus* y durante los últimos 40 años, la presencia de vegetación introducida (ej. *Rumex*) indica disturbios ambientales tales como tala, fuego y actividades de pastoreo. La expansión del bosque de *Nothofagus* es también registrada a partir de los ca. 360 años cal A.P. en la localidad de Cabo San Pablo distante unos 30 km al noreste de La Correntina (Fig. 40) (Heusser y Rabassa, 1995).

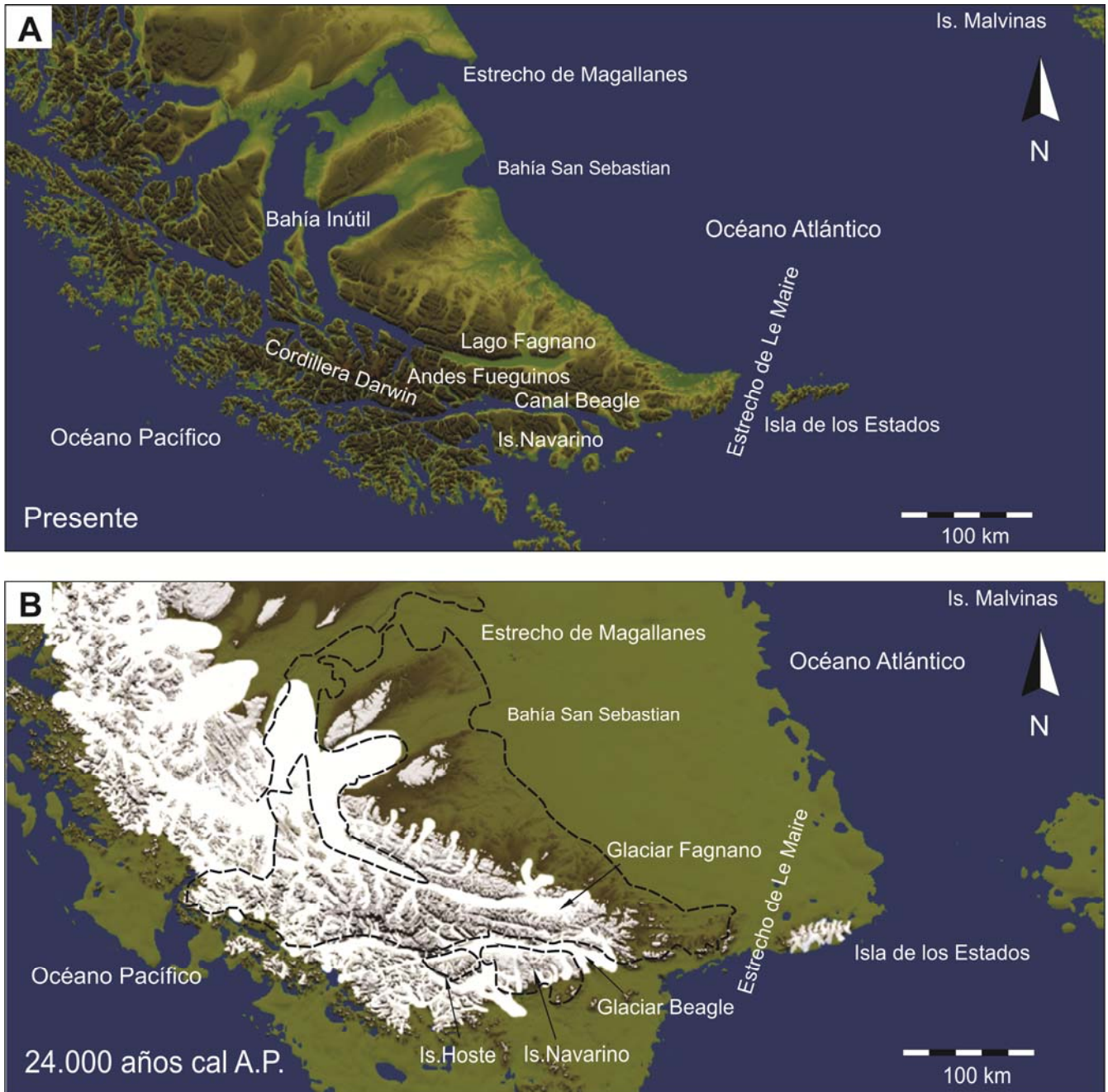


Figura 38. A: Situación actual de la Isla Grande de Tierra del Fuego. B: Extensión del manto de hielo y lóbulos de descarga durante el UMG en Tierra del Fuego, con un hipotético nivel del mar de 140 m por debajo del actual (Tomado de Ponce y Rabassa, 2012).

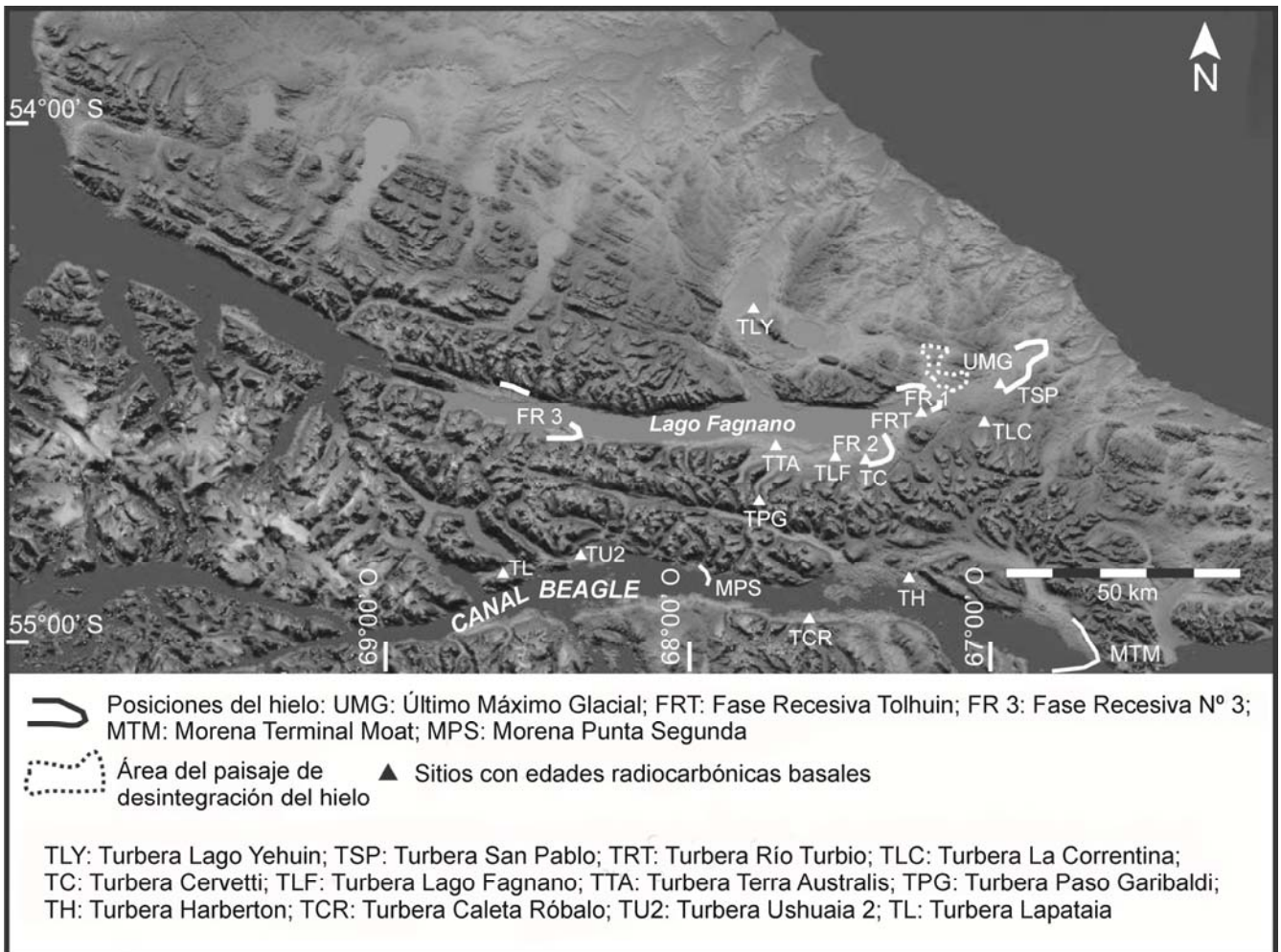
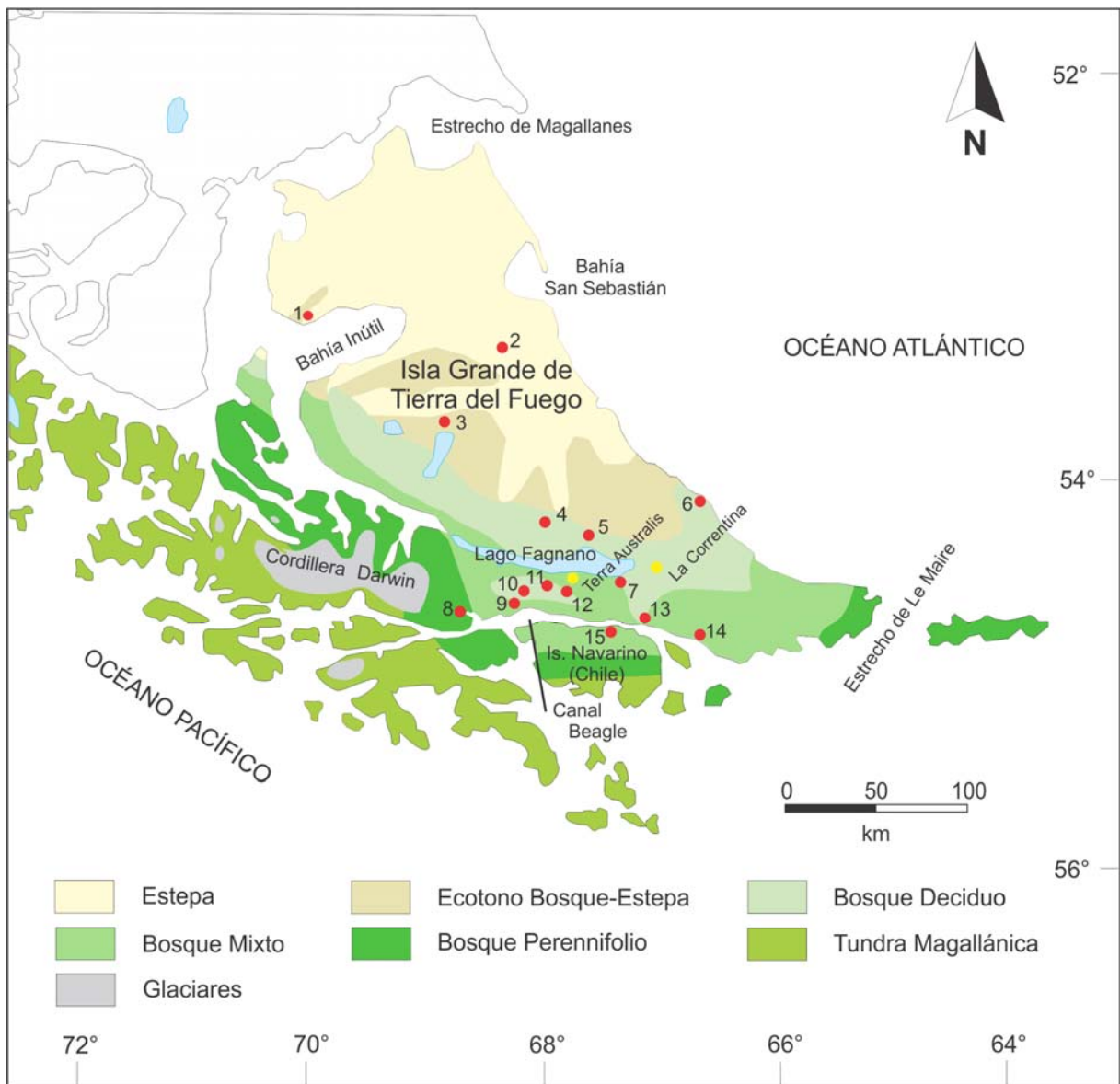


Figura 39. Extensión del manto de hielo en la cuenca del Lago Fagnano en comparación con el Paleoglaciario del Canal Beagle, durante la Última Glaciación y en las épocas de retroceso glaciario

(Modificado de Coronato *et al.*, 2009).



● Localidades estudiadas (este trabajo)

● Localidades correlacionadas: 1. Bahía Inútil, 2. Laguna Arturo, 3. Onamonte, 4. Estancia Río Claro, 5. Lago Yehuín, 6. Cabo San Pablo, 7. Lago Fagnano, 8. Lapataia, 9. Ushuaia 1, 2 y 3, 10. Valle de Andorra, 11. Las Cotorras, 12. Paso Garibaldi, 13. Puerto Harberton, 14. Punta Moat, 15. Caleta Róbal.

Figura 40. Mapa de ubicación de los principales registros polínicos fósiles utilizados en la correlación paleoambiental de las localidades de La Correntina y Terra Australis

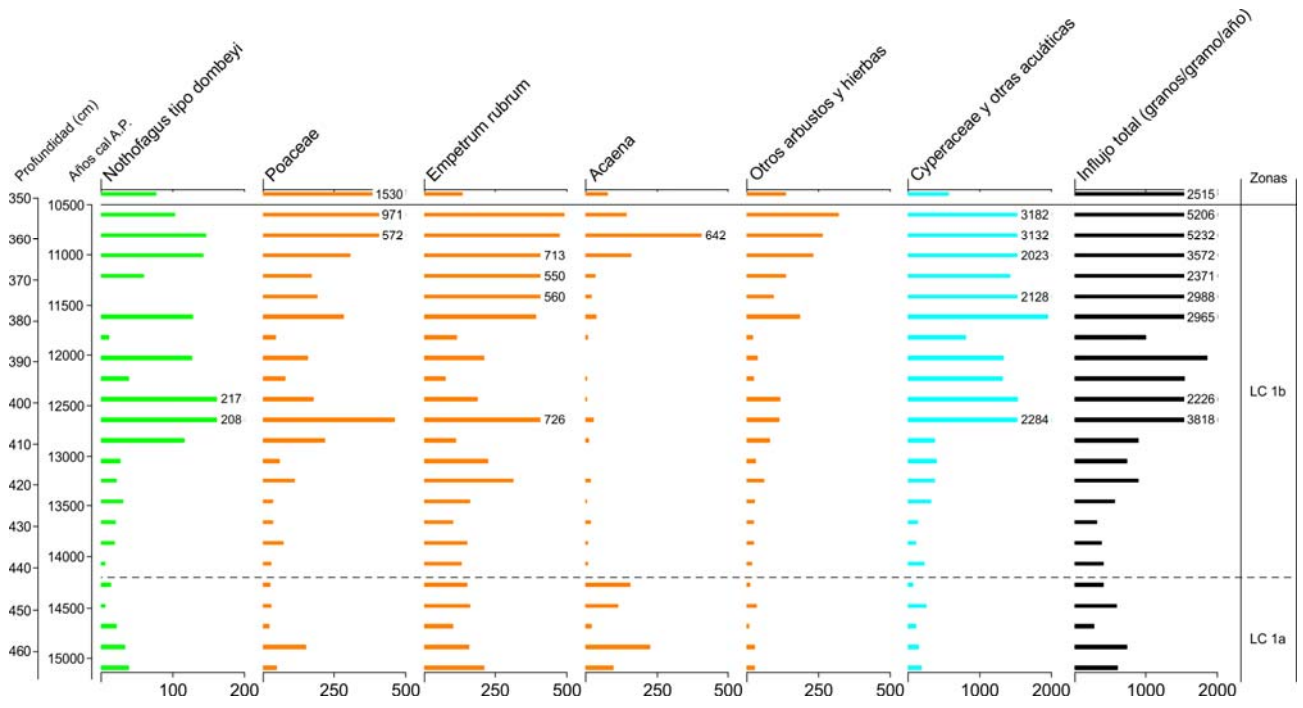


Figura 41. Diagrama de flujo polínico durante el Tardiglacial del perfil La Correntina

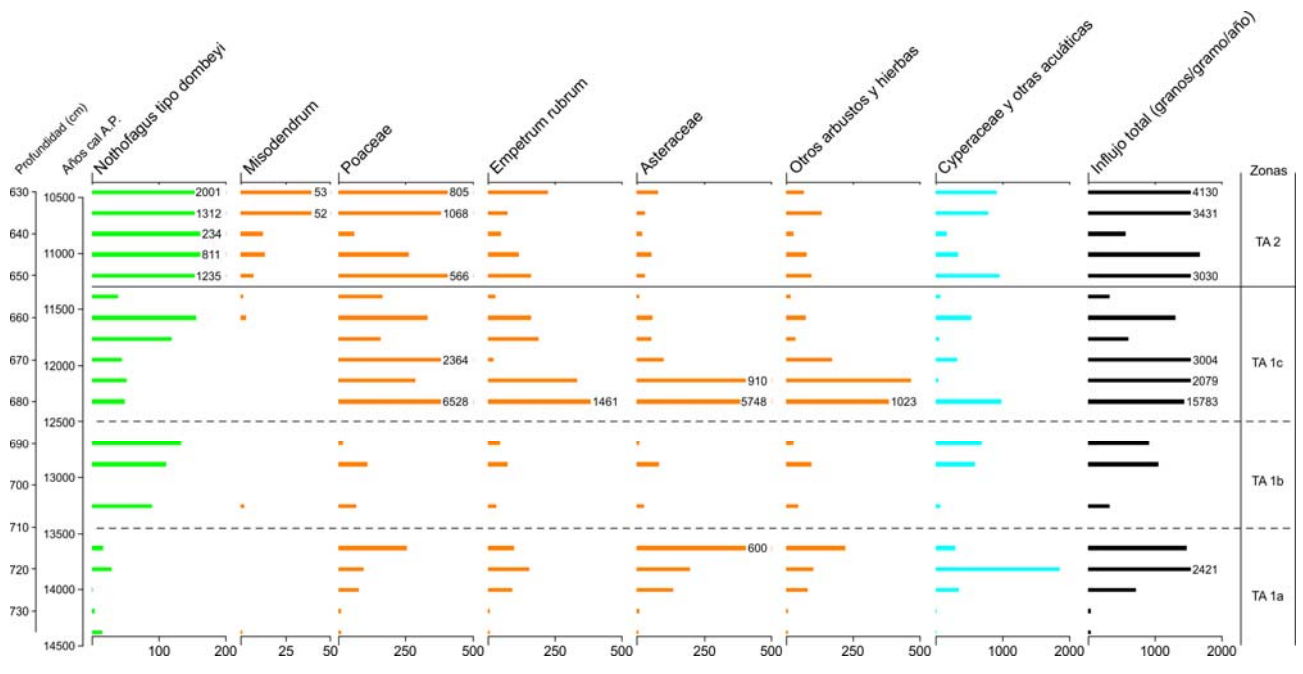


Figura 42. Diagrama de flujo polínico durante el Tardiglacial del perfil Terra Australis

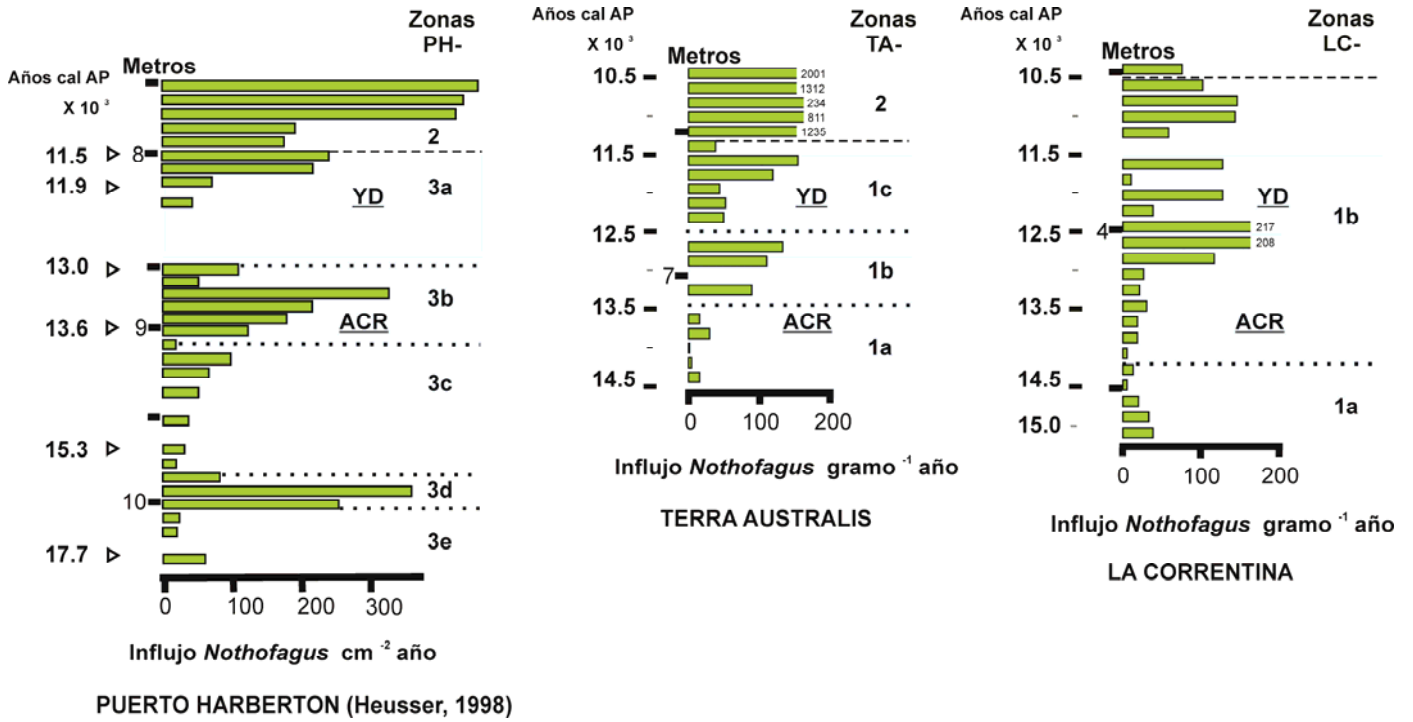


Figura 43. Diagramas de influjo polínico de *Nothofagus* durante el Tardiglacial de los perfiles de Puerto Harberson (Heusser, 1998), Terra Australis y La Correntina (esta Tesis). El sombreado celeste indica los períodos fríos equivalentes al “*Younger Dryas*” (YD) del Hemisferio Norte y al “*Antarctic Cold Reversal*” (ACR) de Antártida. Nota: las edades en el perfil de Puerto Harberson no están interpoladas con respecto a la profundidad del testigo.

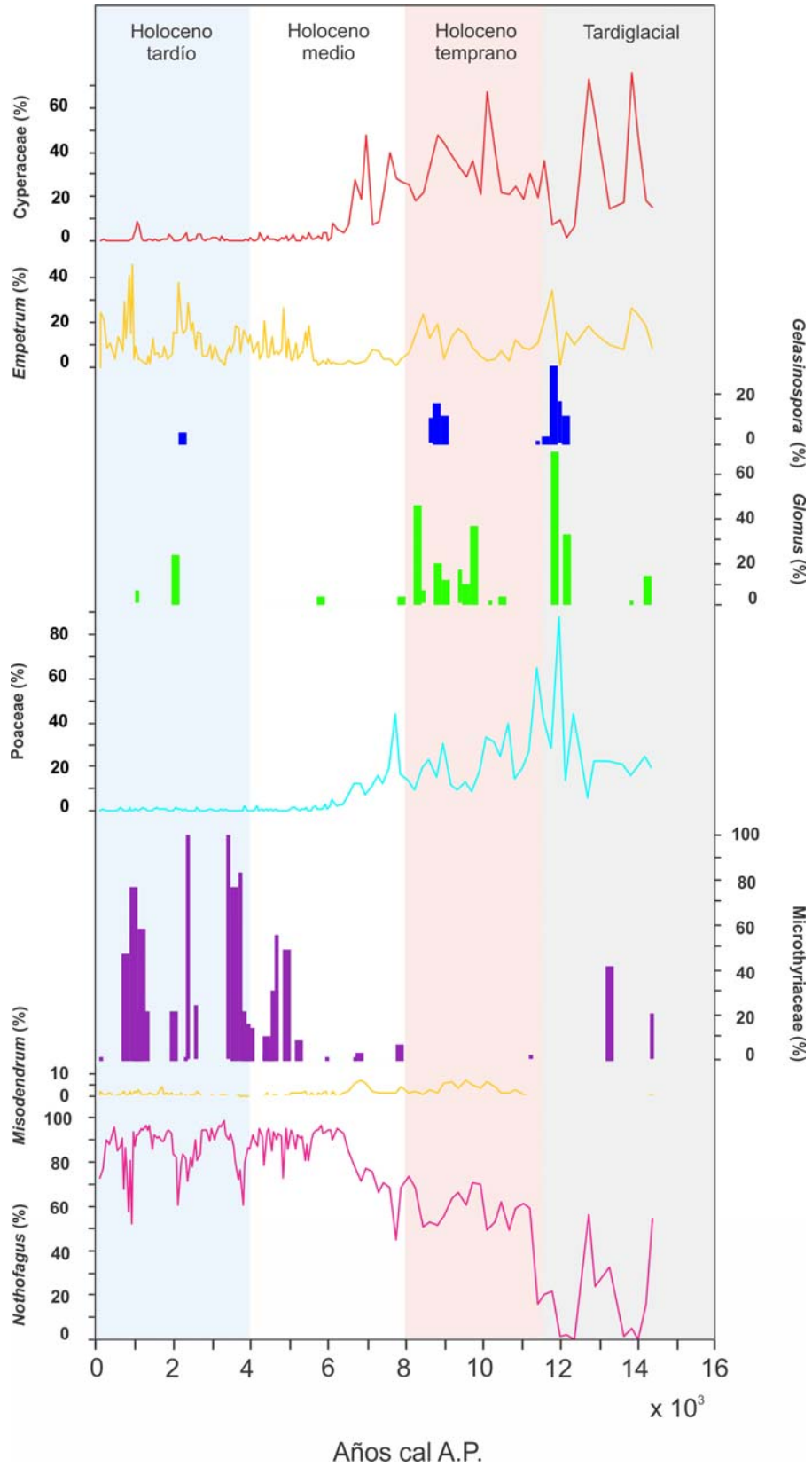


Figura 44. Principales taxa polínicos y fúngicos utilizados en la evaluación paleoambiental de la sección fósil de la turbera Terra Australis, Tierra del Fuego.

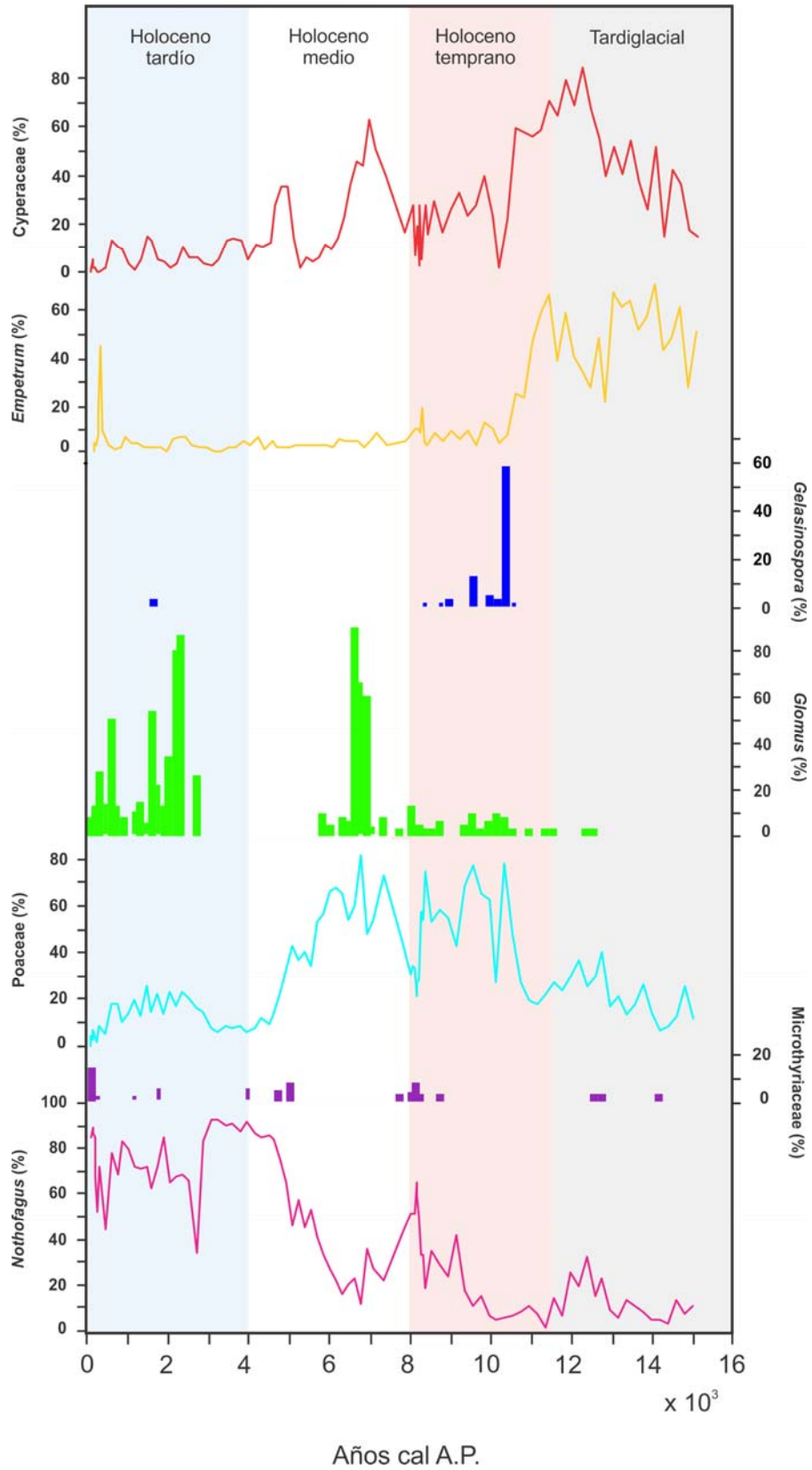


Figura 45. Principales taxa polínicos y fúngicos utilizados en la evaluación paleoambiental de la sección fósil de la turbera La Correntina, Tierra del Fuego.

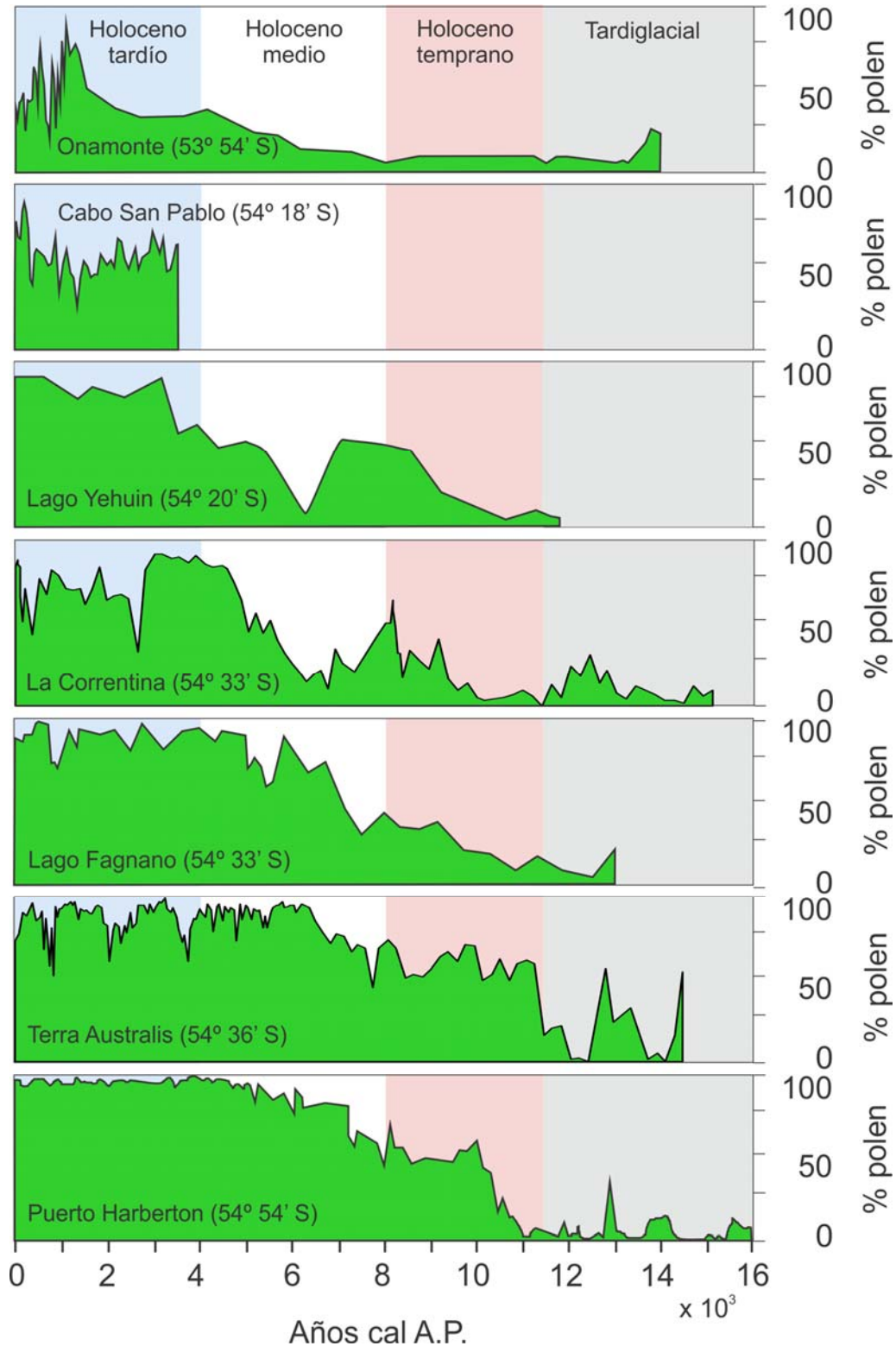


Figura 46. Frecuencias relativas (%) de *Nothofagus* durante el Tardiglacial-Holoceno de los depósitos continentales ubicados en la Isla Grande de Tierra del Fuego (Onamonte: Heusser, 1993; Cabo San Pablo: Heusser y Rabassa, 1987; Lago Yehuin: Markgraf, 1993; La Correntina y Terra Australis: esta Tesis; Lago Fagnano: Heusser, 2003; Puerto Harberton: Markgraf y Huber, 2010).

Evolución del Paleoglaciar Fagnano	Rango de edades	Períodos	Comparación con el modelo glaciar de Bahía Inútil (McCulloch <i>et al.</i> , 2005)
Máxima extensión	<36.1 >13.9	Último Máximo Glacial	Estadio B (ca. 25 – 23 cal C ¹⁴ ka A.P.)
Fase recesiva 1	<36.1 >13.8	Tardiglacial temprano	Estadio C (ca. 21.7 – 20.4 cal C ¹⁴ ka A.P.)
Fase recesiva 2	>13.8	Tardiglacial (Antarctic Cold Reversal?)	Estadio D (ca. 17 – 16.5 cal C ¹⁴ ka A.P.)
Fase recesiva 3	Sin datos	Tardiglacial tardío (equivalente al Younger Dryas?)	Estadio E (ca. 12.5 – 11.7 cal C ¹⁴ ka A.P.?)

Tabla 13. Evolución del paisaje glaciar en la cuenca del Lago Fagnano (tomado y modificado de Coronato *et al.*, 2009).

11. INFERENCIAS PALEOAMBIENTALES Y PALEOCLIMÁTICAS REGIONALES DURANTE EL PLEISTOCENO TARDÍO-HOLOCENO: SUR DE PATAGONIA Y ARCHIPIÉLAGO FUEGUINO

Los resultados obtenidos en esta Tesis Doctoral han posibilitado interpretar las condiciones paleoambientales y paleoclimáticas inferidas a partir de la reconstrucción de la vegetación de los perfiles fósiles de las turberas La Correntina y Terra Australis durante el Pleistoceno tardío-Holoceno. Estos nuevos registros se discuten en relación con los eventos paleoambientales del área de estudio y de otras regiones comprendidas en el rango 50°-54° S. En las Figuras 47 y 48 se muestran las principales localidades ubicadas en el Sur de Patagonia y Archipiélago Fueguino en relación al desarrollo de la vegetación con posterioridad al retiro de los hielos.

Pleistoceno tardío

Los cambios climáticos ocurrieron en reiteradas oportunidades en el extremo sur de Patagonia y en el Archipiélago Fueguino durante el Pleistoceno tardío-Holoceno y con ellos cambiaron también los escenarios naturales del extremo sur de Sudamérica. El cambio climático en el Archipiélago Fueguino se ha manifestado recurrentemente desde el máximo de la Última Gran Glaciación (UMG, *ca.* 25 ka A.P.; Coronato *et al.*, 2009), con el brusco retroceso de los hielos hacia 15.000 años C¹⁴ A.P., el reavance o estancamiento de los glaciares en, por lo menos, dos episodios durante el Tardiglacial, y la desaparición del hielo en los valles y regiones deprimidas hacia 10.000 años C¹⁴ A.P.

En términos generales, se observa que durante el período de deglaciación (Tardiglacial) prevalecieron comunidades vegetales de estepa tanto en el sur de Patagonia como en el

Archipiélago Fueguino, lo que sugiere condiciones paleoclimáticas más secas en relación con un ascenso de la temperatura. En el suroeste de Patagonia, en la localidad Vega Ñandú (50° 55' S, 72° 45' O) se registra un paisaje tardiglacial abierto dominado por vegetación arbustiva-herbácea y ausencia de indicadores del bosque (los valores porcentuales de *Nothofagus* tipo *dombeyi* no superan el 8%). Dichas comunidades vegetales tipo-arbustivo propias de áreas pre-Andinas, se desarrollan bajo condiciones de clima frío y relativamente húmedo. Las mismas son análogas con aquellas que se desarrollan actualmente en sectores del Parque Nacional Torres del Paine donde las precipitaciones medias anuales superan los 400 mm (Villa-Martínez y Moreno, 2007). Mientras, en Cerro Frías (50° 24' S; 72° 42' O), ubicada unos 60 km al norte de Vega Ñandú, se observa el predominio de una estepa gramínea. De acuerdo con los datos actuales de precipitación para el área de Cerro Frías, las precipitaciones habrían sido inferiores a 300 mm. Estos valores bajos de precipitaciones estuvieron asociados con temperaturas relativamente más cálidas que las observadas durante la transición Pleistoceno-Holoceno (Mancini, 2009). Hacia la pendiente atlántica, en el sureste de Patagonia, la Laguna Potrok Aike (51° 58' S; 70° 23' O) se encuentra ubicada en la estepa gramínea xérica (Quintana, 2009), con características ambientales y regímenes climáticos dominantes distintos con aquellos del resto de las localidades del sur de Patagonia y Archipiélago Fueguino que son correlacionadas en este capítulo. El registro polínico refleja, entre los *ca.* 16.100 y 13.900 años cal A.P., el desarrollo de una estepa gramínea (Wille *et al.*, 2007) y el análisis geoquímico evidencia un nivel lacustre alto con una columna de agua estratificada (Haberzettl *et al.*, 2007). Todo esto sugiere una alta disponibilidad de humedad en el área, probablemente asociado a temperaturas bajas y vientos leves, ya que se registran valores mínimos de taxa del Bosque Andino (*Nothofagus* tipo *dombeyi*). Los valores de *Nothofagus* se incrementan con posterioridad a 15.400 años cal A.P. sugiriendo la expansión del bosque en el sector andino debido a un aumento de temperatura y/o un incremento en la

velocidad de los vientos del oeste lo que podría haber aumentado el aporte del polen de *Nothofagus* al área de la Laguna Potrok Aike. En sus primeras instancias, y dado los bajos valores de “input” polínico, las comunidades boscosas habrían correspondido a grupos escasos de “*krumholz*” y arbustos de *Nothofagus* bajo condiciones climáticas aún severas para el crecimiento del bosque (Wille *et al.*, 2007).

En el área del Estrecho de Magallanes, el registro de polen de la turbera Puerto del Hambre (53° 36' S; 70° 55' O) muestra una vegetación postglacial de estepa/tundra bajo condiciones frías y secas (Heusser, 1995b).

Sin embargo, en el oeste del Archipiélago Fueguino, sobre la pendiente pacífica, fueron registradas condiciones de mayor humedad. El espectro polínico de la Laguna Ballena (53° 38' S; 72° 25' O), ubicada en la Isla Santa Inés, señala con posterioridad a los 16.700 años cal A.P., el desarrollo de un mosaico de especies herbáceas húmedo/frías (helechos, *Gunnera magellanica*, gramíneas, juncos) y brezales arbustivos colonizadores de terrenos recientemente deglaciados en un paisaje con escasos árboles de *Nothofagus* que comienzan a expandirse entre los 13.600 y 9.900 años cal A.P. bajo condiciones de aumento de humedad (Fontana y Bennett, 2012). En la Isla Grande de Tierra del Fuego, los registros polínicos de las turberas ubicadas a lo largo de la costa del Canal Beagle señalan una vegetación postglacial empobrecida caracterizada por comunidades de matorrales y arbustos bajos, hierbas y taxa palustres, con escasos árboles de *Nothofagus*, bajo condiciones más frías y secas que las actuales (Heusser, 1989a, 1998). Un patrón similar de vegetación se registró tanto en el centro de Tierra del Fuego (Lago Fagnano, Terra Australis y La Correntina), como en el sector noroeste (Onamonte) (Heusser, 2003). Hacia el oeste de la Isla de los Estados, en el área de Bahía Franklin, distante unos 130 km al este del Canal Beagle, entre los 12.600 y 10.300 años cal A.P., se desarrolló una vegetación herbácea y palustre, con escasos arbustos y

matorrales en áreas localmente más húmedas afectadas por las aguas de deshielo provenientes del derretimiento de los glaciares cercanos (Ponce *et al.*, 2011a).

Durante el Último Máximo Glacial (UMG) y la transición glacial-interglacial, el sur de Patagonia habría sido afectado por cambios en los vientos del oeste (“*westerlies*”) y en la posición del margen sur de los anticiclones semipermanentes del Atlántico y Pacífico. La mayoría de los datos multiproxies sugieren una migración hacia el norte e intensificación de este sistema de circulación atmosférica durante el UMG (Compagnucci, 2011). Recientemente, los estudios de modelado climático (Rojas *et al.*, 2009) no hallaron un cambio evidente en la circulación de los vientos del oeste; sin embargo, sugieren una disminución general en la velocidad del viento en superficie en el Océano Sur y en los sectores subantárticos, que en la práctica podría inducir un efecto similar a la supuesta migración hacia el Ecuador del margen sur del cinturón de los vientos del oeste (Compagnucci, 2011).

Holoceno temprano

Durante el Holoceno temprano se registra un ascenso de la temperatura en coincidencia con el inicio del Óptimo Termal Antártico (Bentley *et al.*, 2009). Particularmente interesante durante este período es la presencia de carbón vegetal en los perfiles palinológicos del centro-sur de Tierra del Fuego y sur de Patagonia, que señalan una alta frecuencia de incendios de carácter regional que habrían sido favorecidos por las condiciones climáticas más secas y disponibilidad de material combustible (Huber *et al.*, 2004; Whitlock *et al.*, 2007), y/o actividad de paleoindios (Heusser, 1994) instalados en la estepa fueguina, al menos desde los 11 ka A.P. Estos acontecimientos habrían condicionado la expansión del bosque de *Nothofagus* durante el Holoceno temprano, propiciando el desarrollo de comunidades ecotonales bosque-estepa tanto en el sur de Patagonia como en el Archipiélago Fueguino. Este escenario climático habría sido favorecido por el debilitamiento y/o migración de los vientos

del oeste hacia latitudes más altas y disminución del gradiente térmico entre el Ecuador y los Polos (Whitlock *et al.*, 2007; Fletcher y Moreno, 2011).

En general, en el sur de Patagonia y Estrecho de Magallanes durante este período se registran condiciones paleoambientales de menor humedad efectiva asociadas a temperaturas más cálidas. En Vega Ñandú, entre los 10.800 y 6.800 años cal A.P., el espectro polínico señala marcadas fluctuaciones en los valores de *Nothofagus*, indicando el desarrollo de una vegetación transicional entre el matorral mesofítico y el bosque bajo un régimen de precipitaciones muy variable, probablemente debido a variaciones en la posición y/o intensidad de los vientos del oeste en el sector suroeste de la Patagonia (Villa-Martínez y Moreno, 2007). En Cerro Frías, se observa el reemplazo de una estepa gramínea por un bosque abierto a partir de los 11.000 años cal A.P., en relación con un incremento en la temperatura y precipitaciones (Mancini, 2009). Hacia el sureste de Patagonia, los datos sedimentológicos y micropaleontológicos provenientes de Laguna Potrok Aike indican un período cálido en combinación con un incremento en la velocidad del viento, que habría provocado una disminución gradual en la humedad disponible (Wille *et al.*, 2007). Haberzettl *et al.* (2007) señalan que el nivel lacustre habría disminuido después de los 13.200 años cal A.P., lo que podría indicar menos precipitaciones y, en consecuencia, un menor caudal de los arroyos que desembocaban en la laguna; y/o un efecto de desecamiento debido a la permanencia de los vientos del oeste. En el registro polínico, entre los 13.900 y 5.900 años cal A.P., la disminución de Poaceae y el incremento de Asteraceae subfam. Asteroideae, sugieren una progresión hacia un clima seco, con condiciones áridas extremas entre los ca. 8.600 y 7.600 años cal A.P. (Wille *et al.*, 2007).

En el Estrecho de Magallanes, el registro de polen de Puerto del Hambre muestra, a partir de los ca. 12.000 años cal A.P., el incremento de *Nothofagus* junto con Poaceae, reflejando el desarrollo del ecotono bosque-estepa (Heusser, 1995b).

En las áreas costeras a lo largo del Canal Beagle, la vegetación también se caracterizó por el desarrollo del ecotono bosque-estepa y su posterior expansión hacia el centro de la Isla Grande de Tierra del Fuego, siguiendo la dirección SO-NE del gradiente de precipitación. En Lago Fagnano (Heusser, 2003) y en Terra Australis el ecotono bosque-estepa se registró a partir de los 12.000 y 11.300 años cal A.P., respectivamente; mientras que en la localidad La Correntina prevaleció una estepa arbustivo-graminosa hasta los 10.500 años cal A.P. debido a las características de mayor continentalidad y amplitud térmica del sitio. En el área de Bahía Franklin (O Isla de los Estados), un esquema de vegetación similar, caracterizado por brezales de *Empetrum rubrum*, matorrales, plantas en cojín, hierbas y escasos árboles, se observó entre los 10.300 y 8.300 años cal A.P., como resultado de condiciones más secas y relativamente más templadas (Ponce *et al.*, 2011a). En la localidad Ballena, en el oeste del Archipiélago Fueguino, el bosque de *Nothofagus* comienza a desarrollarse con posterioridad a los 13.600 años cal A.P. y luego de los 9.900 años cal A.P., el paisaje comienza a mostrar una fisonomía de bosque siempreverde de *Nothofagus betuloides* acompañado por plantas en cojín de *Donatia* y *Astelia* de la tundra magallánica bajo condiciones óptimas de precipitación y temperatura (Fontana y Bennett, 2012).

En la porción central del Estrecho de Magallanes (53-55° S) entre los 8.265 años C¹⁴ A.P. (9.270-9.160 años cal A.P.) y los 3.970 años C¹⁴ A.P. (4.420 años cal A.P.) se registra el ascenso relativo del nivel del mar con un máximo alrededor de los 6.450 años C¹⁴ A.P. (7.420-7.340 años cal A.P.) (McCulloch y Davies, 2001). En el Canal Beagle la ingresión holocena se registra alrededor de los 8.000 años C¹⁴ A.P. (Rabassa *et al.*, 2000) y en el norte de la Isla de los Estados entre los *ca.* 7.800-3.400 años cal A.P. (Unkel *et al.*, 2010). Durante el evento transgresivo el registro polínico de la turbera de Puerto del Hambre señala el desarrollo del bosque cerrado entre los *ca.* 9.000 y 4.500 años cal A.P. bajo condiciones de mayor humedad efectiva (Heusser, 1995b). De igual manera los datos polínicos del Canal

Beagle muestran la presencia del bosque de *Nothofagus* durante la transgresión del Holoceno (Borromei y Quattrocchio, 2001, 2007).

Holoceno medio

En el SO de Patagonia, el espectro polínico de la turbera de Vega Ñandú, señala a partir de los 6.800 años cal A.P., la expansión del bosque, y hacia los *ca.* 2.400 años cal A.P., se observa un abrupto incremento de *Nothofagus* y *Misodendrum*, sugiriendo el establecimiento del bosque denso en el área. Actualmente, los altos porcentajes de *Nothofagus* (~60%) sólo se hallan en áreas boscosas con precipitaciones medias anuales de ≥ 750 mm (Villa Martínez y Moreno, 2007). Por el contrario, en Cerro Frías, con posterioridad a los 5.800 años cal A.P. se registra el desarrollo del bosque cerrado, y, después de los *ca.* 3.200 años cal A.P. los bajos valores de *Nothofagus* y el aumento de las especies arbustivas sugieren el desarrollo del bosque abierto y la expansión de la estepa gramínea. Esta diferencia podría estar relacionada con un aporte de humedad mayor cerca de la Cordillera de los Andes, que disminuye hacia el este, probablemente debido a un debilitamiento de los vientos del oeste (Mancini, 2009). Según los datos climáticos provenientes de una transecta a lo largo de los 53° S en el suroeste de la Patagonia, cualquier cambio en la intensidad o frecuencia en el patrón de circulación afectará de modo diferente tanto la costa oeste y la Cordillera Andina como el sector este de los Andes (Schneider *et al.*, 2003). Hacia el SE de Patagonia, en la Laguna Potrok Aike, entre los 5.880 y 2.330 años cal A.P., se observan fluctuaciones cíclicas en las curvas de polen, sugiriendo condiciones paleoclimáticas muy variables. En el registro polínico, la disminución de taxa de la Estepa Patagónica y el aumento de taxa del Bosque Andino podrían asociarse a condiciones secas en la estepa y condiciones húmedas en el sector andino y/o un incremento en la velocidad de los vientos del oeste. Por el contrario, una mayor abundancia de taxa de la Estepa Patagónica y disminución en los valores de taxa del Bosque Andino podrían atribuirse

a condiciones relativamente más húmedas en la estepa y condiciones áridas en los Andes y/o vientos leves en el área de la Laguna Potrok Aike (Wille *et al.*, 2007).

Durante el Holoceno medio, en el sur y el centro de Isla Grande de Tierra del Fuego, las condiciones paleoambientales se habrían tornado más rigurosas, con disminución de la temperatura e incremento en las precipitaciones y como consecuencia, una expansión del bosque cerrado de *Nothofagus* acompañado por el desarrollo de turberas (Heusser, 2003; Borromei *et al.*, 2007). Las paleocomunidades vegetales identificadas en los registros polínicos son análogas a las del Bosque Magallánico Deciduo que se desarrolla actualmente cuando la precipitación media anual oscila entre 500 y 800 mm y las temperaturas medias estivales entre 9 y 10° C (Pisano, 1977). Sin embargo, la expansión del bosque de *Nothofagus* no fue simultánea en los distintos sitios. Así, el bosque cerrado se habría establecido en el área del Canal Beagle y en Terra Australis alrededor de los 7.000 y 6.600 años cal A.P. respectivamente, y con posterioridad a los *ca.* 5.500 y 5.300 años cal A.P. en el Lago Fagnano y La Correntina, respectivamente. Mientras, en la localidad Onamonte la estepa gramínea es reemplazada por el ecotono bosque-estepa hacia los *ca.* 5.800 años cal A.P. (Heusser, 1993). De esta manera, las condiciones frías y húmedas promovieron la migración del límite del bosque de *Nothofagus* de sus localizaciones en el sur hacia el norte-noreste de la Isla Grande de Tierra del Fuego.

En Bahía Franklin (O Isla de los Estados), a partir de los *ca.* 8.300 años cal A.P. comenzó el desarrollo del bosque de *Nothofagus*. La expansión del bosque probablemente incluyó un cambio hacia un bosque mixto de *N. pumilio* y *N. betuloides* en las comunidades arbóreas litorales debido a condiciones de mayor humedad asociadas con la incursión marina. Posteriormente, a los 5.500 años cal A.P., el Bosque Subantártico Siempreverde dominado por *N. betuloides* y *Drimys winteri* se extendió en el área, como resultado de la modificación del clima hacia condiciones rigurosas, muy frías, hiperhúmedas y tormentosas (Ponce *et al.*,

2011a). En el sector oeste del Archipiélago Fueguino, en Ballena, con posterioridad a los 5.200 años cal A.P., se desarrolló un bosque mixto *Nothofagus-Pilgerodendron-Drimys* acompañado por la declinación de las comunidades turbosas bajo condiciones frías y húmedas (Fontana y Bennett, 2012).

Las condiciones de mayor humedad efectiva y descenso de temperatura, que habrían favorecido el desarrollo y expansión del bosque de *Nothofagus* y la abrupta disminución de los incendios regionales, se relacionarían con la intensificación y/o migración latitudinal de los vientos del oeste entre los 50-54° S, afectando el sur de Patagonia y Andes Fueguinos (Heusser, 2003; Villa-Martínez y Moreno, 2007; Markgraf y Huber, 2010). En el área del Estrecho de Magallanes, el espectro polínico de Puerto del Hambre refleja, a partir de los ca. 4.500 años cal A.P., una disminución del bosque probablemente asociada a incendios por actividades de caza de los paleoindios, que habrían contribuido a una relativa apertura de la vegetación arbórea (Heusser, 1995b).

Holoceno tardío

La existencia de cinturones morénicos en los valles de altura y circos glaciarios, ubicados por encima de los correspondientes al Último Máximo Glacial y por encima del límite superior del bosque, permite inferir que sobre los 900 m. s.n.m. se habrían producido períodos de enfriamiento en la Isla Grande de Tierra del Fuego (Rabassa *et al.*, 1992; Planas *et al.*, 2002) Aunque su cronología no está aun bien definida, los estudios dendrocronológicos (Villalba, 1989, 1994) y geomorfológicos (Rabassa *et al.*, 1992) realizados en los Andes Patagónicos permitieron establecer al menos la existencia de cinco fluctuaciones durante el Holoceno relacionadas con oscilaciones climáticas.

De acuerdo con Moreno *et al.* (2009), los datos cronológicos de secciones estratigráficas asociadas con eventos Neoglaciales de glaciares de descarga provenientes del

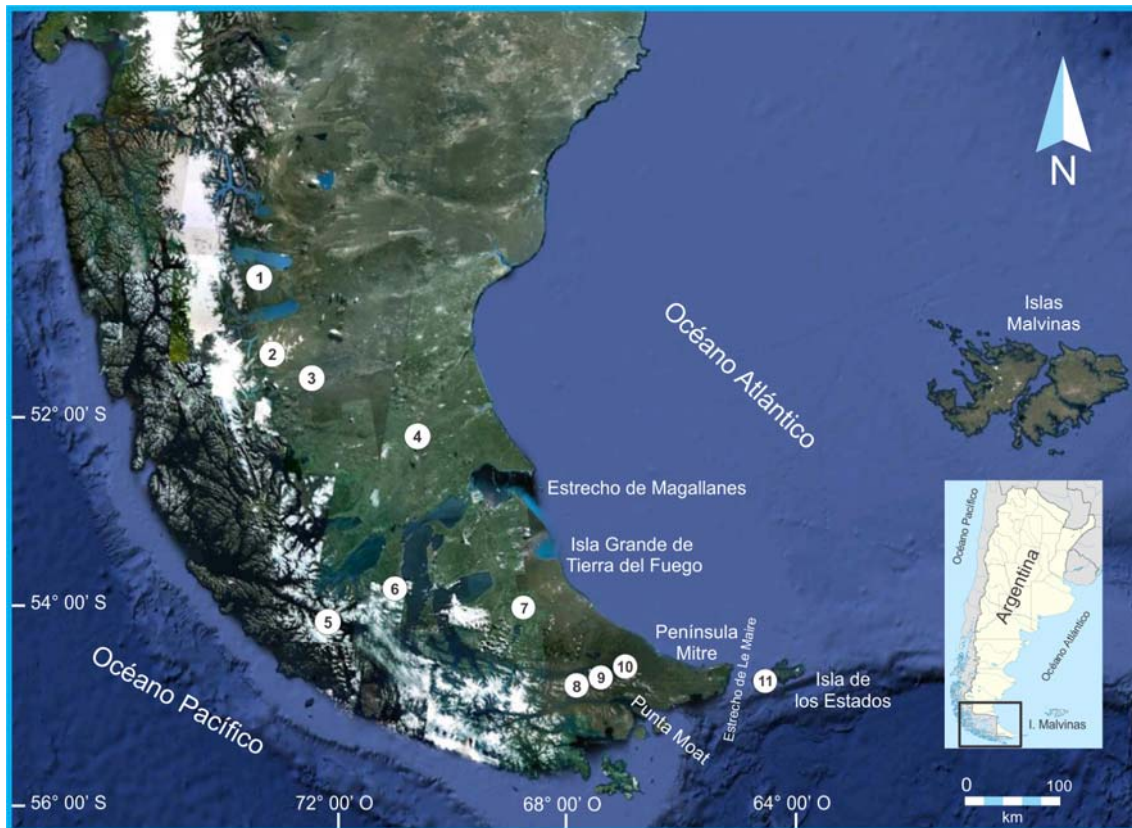
Campo de Hielo de Patagonia Sur y valles glaciales adyacentes, se reconocen durante los últimos 5.300 años, cinco avances glaciarios. Los datos sugieren máximos Neoglaciales entre ~5.180-4.700, ~4.500-3.900, ~3.080-2.200, ~1.400-1.050 años cal A.P. y durante la Pequeña Edad de Hielo (PEH, ~600-100 años cal A.P.). Estos autores observan una correspondencia de cuatro máximos Neoglaciales con intervalos relativamente húmedos a los 4.400–4.100, 2.900–1.900, 1.300–1.100, y 570–70 años cal A.P. inferidos a partir del registro polínico de Lago Guanaco (51° 03' S; 72° 83' O), situado 12 km al suroeste de Vega Ñandú, en el Parque Nacional Torres del Paine, Chile. Esta correlación entre las fases húmedas y los avances glaciales plantea la posibilidad de que un incremento en los vientos del oeste podría estar implicado en el inicio de las Neoglaciaciones en la Patagonia durante los últimos 5.000 años (Moreno *et al.*, 2009). En Vega Ñandú, el bosque denso de *Nothofagus* se manifiesta con posterioridad a los *ca.* 2.400 años cal A.P., y durante los últimos dos siglos el registro polínico muestra la declinación del bosque y la expansión de *Rumex acetosella*, especie exótica indicativa de disturbio (Villa Martínez y Moreno, 2007). En Cerro Frías, luego de los 3.200 años cal A.P. se desarrolló el bosque abierto y durante los últimos 800 años se expandió la estepa gramínea (Mancini, 2009).

En el SE de Patagonia, en Laguna Potrok Aike, las condiciones húmedas comenzarían a registrarse a partir de los 2.300 años cal A.P. con el incremento de las comunidades de gramíneas en la Estepa Patagónica y durante el siglo XX, la humedad disminuyó nuevamente, poco tiempo después del comienzo de la explotación ovina por parte de los colonos europeos durante el siglo XIX (Wille *et al.*, 2007).

De acuerdo con los datos polínicos de las turberas ubicadas a lo largo del Canal Beagle, las fluctuaciones en el influjo de *Nothofagus* reflejan una alta variabilidad climática durante los últimos 6.000 años cal A.P. (Heusser, 1998, 2003). Sin embargo, las frecuencias relativas de *Nothofagus* no varían (Heusser, 2003) debido probablemente a condiciones

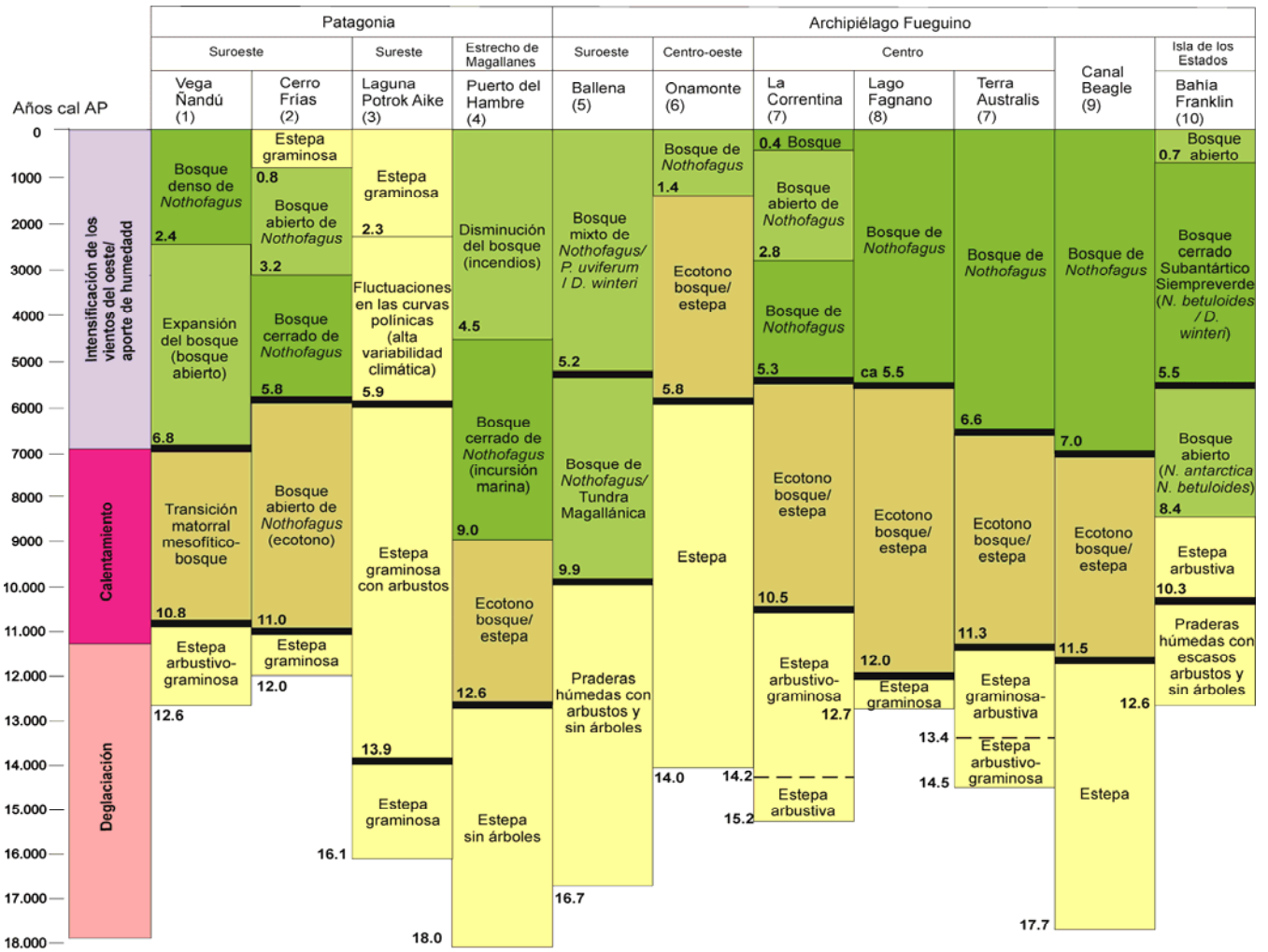
paleoambientales más húmedas y una fuerte influencia marítima que podrían haber enmascarado los descensos de temperatura. En el centro de Tierra del Fuego, en la localidad La Correntina, a partir de los 2.800 años cal A.P., se desarrollaron comunidades del bosque más abiertas asociadas con vegetación herbácea, y hacia los 370 años cal A.P. se estableció el bosque cerrado en relación con un incremento en la disponibilidad de humedad. Durante los últimos 40 años, se registra la presencia de vegetación introducida (*Rumex*) asociada a disturbios ambientales tales como tala, fuego y actividades de pastoreo. Hacia el norte, en Onamonte, el bosque abierto de *Nothofagus* se expandió alrededor de los ca. 1.400 años cal A.P. (Heusser, 1993).

En el sector oeste de Isla de los Estados, se registra un cambio importante en la vegetación durante los últimos 1.000 años, observándose una marcada disminución en el polen de *Nothofagus* y ausencia de *Drimys winteri* que sugieren el reemplazo del bosque cerrado y lluvioso por ecosistemas abiertos de vegetación herbáceo-arbustiva interactuando con las comunidades del bosque, probablemente como consecuencia de temperaturas más bajas y una mayor intensidad de los vientos (Ponce *et al.*, 2011a).



Localidades correlacionadas: 1. Cerro Frías, 2. Vega Ñandú, 3. Laguna Guanaco, 4. Laguna Potrok Aike, 5. Laguna Ballena, 6. Puerto del Hambre, 7. Onamonte, 8. Terra Australis, 9. Lago Fagnano, 10. La Correntina, 11. Bahía Franklin.

Figura 47. Mapa de ubicación de los registros polínicos fósiles utilizados en la correlación paleoambiental y paleoclimática



1- (Villa-Martínez y Moreno, 2007). 2- (Mancini, 2009). 3- (Wille *et al.*, 2007). 4- (Heusser, 1995b). 5- (Fontana y Bennett, 2012). 6- (Heusser, 1993). 7- (Esta Tesis). 8- (Heusser, 2003). 9- (Heusser, 1998, 2003; Borronei y Quattrocchio, 2001, 2007). 10- (Ponce *et al.*, 2011a)

Figura 48. Correlación paleoambiental y paleoclimática durante el Tardiglacial-Holoceno entre el S de la Patagonia y el Archipiélago Fueguino.

12. CONCLUSIONES

A partir del análisis palinológico y estudio sistemático de los restos fúngicos realizado sobre muestras superficiales y de las secciones fósiles de las turberas La Correntina y Terra Australis, surgen las siguientes conclusiones:

1. El espectro polínico obtenido de las muestras de sedimento superficial refleja la distribución de las principales comunidades vegetales de acuerdo con el gradiente creciente de precipitación de norte a sur en la Isla Grande de Tierra del Fuego: estepa, ecotono bosque-estepa y bosque de *Nothofagus*.
2. Las asociaciones fúngicas actuales son taxonómicamente diversas y representativas de una amplia variedad de hábitats. En este sentido, las condiciones locales de los sitios de muestreo (vegetación local, pH, oxígeno disuelto, humedad, anegamiento, condiciones del suelo, etc.) influyen en la distribución de los hongos.
3. Las esporas de *Glomus* sp. y *Tetraploa aristata* se asocian principalmente con condiciones ambientales secas.
4. Los cuerpos reproductivos de Microthyriaceae y las esporas de *Alternaria* sp., *Dictyosporium* sp., *Endophragma* sp. y *Sporidesmium* sp. están presentes en las muestras del bosque. Estos restos fúngicos se relacionarían con ambientes húmedos.
5. Entre los restos de Microthyriaceae, cf. *Microthyrium fagi* indicaría la presencia local de *Nothofagus pumilio* en el sitio muestreado.
6. Las ascosporas coprófilas Tipo-*Sordaria* y Tipo-*Sporormiella* son de ocurrencia común en las muestras de superficie. En aquellas muestras provenientes de la estepa y del

ecotono bosque-estepa probablemente están asociadas con la presencia de animales herbívoros pastadores.

7. Los mayores valores de concentración fúngica se registran en el interior del bosque y los mismos disminuyen en los ambientes de bosque más abierto.
8. Los valores de concentración fúngica total son bajos en las unidades de la estepa y del ecotono bosque-estepa, relacionándose con condiciones ambientales más secas. Por otro lado, en los ambientes de turbera, las condiciones de anegamiento afectarían el desarrollo de los hongos, registrándose valores mínimos de concentración.
9. En las dos localidades fósiles estudiadas, el modelo regional de vegetación postglacial plantea la sucesión de comunidades pioneras gramíneas y arbustivas propias de la estepa, seguidas del ecotono bosque-estepa y del bosque de *Nothofagus* según un patrón regional de aumento de precipitaciones.
10. El perfil polínico de Terra Australis presenta similitudes con el de la turbera de Puerto Harberton, ubicada en el ambiente costero y montañoso del Canal Beagle, mientras que el perfil polínico de La Correntina se asemeja al registro polínico de la turbera del Lago Yehuin, situada en condiciones ambientales de ecotono, en el centro de Tierra del Fuego.
11. La turbera La Correntina posee una edad basal de 12.775 ± 64 años C^{14} A.P. (15.171 años cal A.P.) y la turbera de Terra Australis de 12.397 ± 62 años A.P. (14454 años cal A.P.) de acuerdo con los fechados radiocarbónicos.
12. Durante el Tardiglacial, en La Correntina se desarrollaron murtillares de *Empetrum rubrum* acompañados por gramíneas y hierbas pioneras; mientras que en Terra Australis, predominaron comunidades arbustivas de Asteraceae subf. Asteroideae, gramíneas y herbáceas. Si bien ambas asociaciones representan comunidades propias de la estepa, la asociación vegetal de Terra Australis sugiere condiciones más húmedas.

Esta diferencia estaría relacionada con las condiciones de emplazamiento de ambas turberas; mientras que Terra Australis está ubicada en la margen sur del Lago Fagnano, entre colinas morénicas, al pie de los valles transversales de los Andes Fueguinos y, con mayor disponibilidad de humedad atmosférica, la turbera La Correntina se sitúa en el fondo de un amplio valle, orientado en dirección a los vientos dominantes del oeste, con una mayor circulación de aire y amplitud térmica.

13. En ambas turberas, los bajos valores de influjo de *Nothofagus* confirman la presencia de pequeños *stands* o enclaves de *Nothofagus* al inicio de la deglaciación, sugiriendo la supervivencia de este taxón en refugios glaciales ubicados hacia el SE de Tierra del Fuego.
14. En Terra Australis, el registro de polen de *Misodendrum* y de restos de cuerpos reproductivos de la familia Microthyriaceae asignados a cf. *Microthyrium fagi* confirman la presencia local de árboles de *Nothofagus* en el entorno de la turbera.
15. Entre los ca. 13.000 y 12.400 años cal A.P. en La Correntina y entre los ca. 13.800 años cal A.P. y 12.400 años cal A.P. en Terra Australis, el aumento de polen de *Nothofagus* señala un incremento de la humedad efectiva asociado a bajas temperaturas, en coincidencia con el evento frío conocido como “*Antarctic Cold Reversal*” (ACR).
16. A partir de los ca. 12.400 años cal A.P., se registra la disminución de *Nothofagus*, que alcanza a los 11.500 años cal A.P. valores mínimos en Terra Australis y nulos en La Correntina. Esta disminución es acompañada por el desarrollo de vegetación arbustivo-graminosa y presencia de esporas de *Glomus* sp., que sugieren condiciones ambientales más secas. Esto podría correlacionarse con el evento frío del “*Younger Dryas*” (YD) del Atlántico Norte, cuya ocurrencia en el Hemisferio Sur es aún motivo de debate.
17. La señal geoquímica del vidrio volcánico (HLC1) disperso en sedimento en la base del perfil La Correntina, cuya edad interpolada es de 12.845 años cal A.P., permite atribuir

su origen a una erupción del Volcán Hudson. Dicho nivel podría correlacionarse con una gran erupción de edad aproximada de 14.000 años C¹⁴ A.P. identificada en testigos situados en cercanías a Coihaique, Chile. Este material volcánico representa la primera evidencia de una erupción del Volcán Hudson correspondiente al Pleistoceno tardío en Tierra del Fuego.

18. Durante la transición del Pleistoceno tardío-Holoceno, en Terra Australis, comienza la expansión del bosque de *Nothofagus* en el área a partir de los ca. 11.800 años cal A.P. y, hacia los 11.200 años cal A.P. el paisaje muestra la fisonomía de un ecotono bosque-estepa. Mientras que en La Correntina, con posterioridad a los ca. 11.500 años cal A.P., se desarrollan áreas abiertas con pastizales, arbustos y escasos árboles de *Nothofagus*, y hacia los 9.400 años cal A.P. el ecotono bosque-estepa prevalece en el área.
19. El registro de las esporas pirófilo-carbonícolas de *Gelasinospora* sp., durante el Holoceno temprano en los dos perfiles polínicos se asocia a restos vegetales carbonizados, que sugiere la presencia de incendios.
20. En ambas secuencias se registran niveles de ceniza volcánica (HLC2 y HTA2) provenientes de la gran erupción del Volcán Hudson del Holoceno medio, en coincidencia con otros registros polínicos de Tierra del Fuego.
21. Durante el Holoceno temprano, en La Correntina, a partir de los 8.200 se observa la retracción del bosque de *Nothofagus* acompañado por la expansión de gramíneas y hierbas, y presencia de esporas de *Glomus* sp. bajo a condiciones ambientales más secas. La retracción del bosque habría persistido y probablemente acentuado, con posterioridad a la depositación del nivel de ceniza volcánica (HLC2).
22. Durante el Holoceno medio, el bosque cerrado de *Nothofagus* se desarrolla en Terra Australis, a los 6.500 años cal A.P. y en La Correntina a partir de los 5.300 años cal A.P. La mayor abundancia de restos de cuerpos reproductivos de Microthyriaceae

observada en Terra Australis sugiere que el desarrollo del bosque habría sido bajo condiciones más húmedas que en La Correntina.

23. Durante el Holoceno tardío, en La Correntina, con posterioridad a los 2.800 años cal A.P., el reemplazo del bosque cerrado de *Nothofagus* por comunidades más abiertas del bosque y la presencia de esporas de *Glomus* sp. indican un cambio hacia condiciones de menor humedad.
24. En Terra Australis, si bien se mantienen las comunidades del bosque cerrado de *Nothofagus*, se registra a partir de los ca. 1.000 años cal A.P., una disminución en el influjo polínico, que sugiere condiciones poco favorables para el desarrollo del mismo.
25. En La Correntina se observa una disminución del bosque de *Nothofagus* a partir de los ca. 800 años cal A.P., alcanzando un mínimo a los 370 años cal A.P. Esto se correlacionaría con el período de la Pequeña Edad de Hielo (PEH).
26. En Terra Australis no se observaron señales claras en las comunidades vegetales de la Pequeña Edad de Hielo (PEH). Esto podría deberse a la ubicación de la turbera entre colinas al pie de los valles transversales de los Andes Fueguinos y, con mayor disponibilidad de humedad atmosférica, que habrían actuado como moderadores climáticos.
27. En La Correntina, se registra con posterioridad a los 300 años cal A.P. la recuperación del bosque de *Nothofagus*, y durante los últimos 40 años, la presencia de vegetación introducida (*Rumex*) asociada a disturbios ambientales tales como tala, fuego y actividades de pastoreo.
28. El patrón de vegetación durante el Tardiglacial en la Isla Grande de Tierra del Fuego estuvo dominado por comunidades abiertas de la estepa. A partir del Holoceno temprano las comunidades vegetales de la estepa, ecotono y bosque se desarrollaron siguiendo un gradiente de precipitación SO-NE.

29. Los cambios observados en la vegetación estarían relacionados con fluctuaciones en la posición e intensidad del cinturón de los vientos del oeste y los desplazamientos del Frente Polar.
30. Los caracteres propios de los hongos, tales como la abundancia relativa, especificidad de huésped y preferencias de hábitat, tienen importantes implicancias en los estudios paleoecológicos, por lo que el estudio de los microfósiles fúngicos constituye un excelente complemento para el análisis de los registros polínicos. Los resultados obtenidos representan los primeros estudios donde se presenta el contenido detallado del material fúngico registrado en turberas de Tierra del Fuego.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aime, M.C., 2006. Toward resolving family-level relationships in rust fungi (Uredinales). *Mycoscience* 47 (3): 112–122.
- Allué, C., Arranz, J.A., Bava, J.O., Beneitez, J.M., Collado, L., García-López, J.M., 2010. Caracterización y cartografía fitoclimáticas del bosque nativo subantártico en la Isla Grande de Tierra del Fuego (Patagonia, Argentina). *Forest Systems* 19 (2): 189–207.
- Aniya, M., 1996. Holocene variations of Ameghino Glacier, southern Patagonia. *The Holocene* 6: 247–252.
- Arambarri, A.M., Gamundi, I.J., 1984. Micoflora de la hojarasca de *Nothofagus pumilio* y *N. oblicua* II. *Darwiniana* 25 (1–4): 255–265.
- Armstrong, J.T., 1984. Quantitative analysis of silicate and oxide minerals: A reevaluation of ZAF corrections and proposal for new Bence-Albee coefficients. *Microbeam Analysis*, 208–212.
- Auer, V., 1958. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part II: The History of Flora and Vegetation. *Annales Academiae Scie. Fennicae. Series AIII. Geologica–Geographica*, vol. 50, Helsinki, Finland, 1–239 p.
- Barthelemy, D., Brion, C., Puntieri, J., 2008. *Plantas de la Patagonia*. Vázquez Mazzini Editores, Buenos Aires, 240 p.
- Bentley, M.J., Hodgson, D.A., Smith, J.A., Cofaigh, C.O., Domack, E.W., Larter, R.D., Roberts, S.J., Brachfeld, S., Leventer, A., Hjort, C., Hillenbrand, C-D, Evans, J., 2009. Mechanisms of Holocene palaeoenvironmental change in the Antarctic Peninsula region. *The Holocene* 19 (1): 51–69.
- Besoain, E., Ruiz, R., Hepp, C., 1995. La erupción del volcán Hudson, XI región, y sus consecuencias para la agricultura. *Agricultura Técnica (Chile)* 55 (3–4): 204–219.

- Bianchinotti, M.V., Sánchez, R.M., 2007. Una nueva especie de *Dictyosporium* (Hyphomycetes). XXXI Jornadas Argentinas de Botánica – Micología, Corrientes, 213 (abstract).
- Birks, H.J., Birks, H.H., 1980. Quaternary Palaeoecology. Arnold (Publishers) Limited, London, 289 p.
- Birks, H.J., Gordon, A.D., 1985. Numerical methods in Quaternary pollen analysis. Academic Press Inc (London) Ltd. 313 p.
- Blaauw, M., Christen, J.A., 2011. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis* 6: 457–474.
- Blackford, J.J., Innes, J.B., Hatton, J.J. Caseldine, C.J., 2006. Mid-Holocene environmental change at Black Ridge Brook, Dartmoor, SW England: A new appraisal based on fungal spore analysis. *Review of Palaeobotany and Palynology* 141: 189–201.
- Borel, C.M., Bianchinotti, M.V., Quattrocchio, M., 2001. Palinomorfos fúngicos en sedimentos del Pleistoceno-Holoceno del Valle Medio del Arroyo Chasicó, Provincia de Buenos Aires. *Polen* 11: 21–37.
- Borrello, A.V., 1969. Los Geosinclinales de la Argentina. Dirección. Nacional de Geología y Minería, Anales, 14. Buenos Aires.
- Borromei, A.M., 1995. Análisis polínico de una turbera holocénica en el Valle de Andorra, Tierra del Fuego, Argentina. *Revista Chilena de Historia Natural* 68: 311–319.
- Borromei, A.M., Quattrocchio, M., 2001. Palynological study of Holocene marine sediments from Bahía Lapataia, Beagle Channel, Tierra del Fuego, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología* 33 (1): 61–70.
- Borromei, A.M., Quattrocchio, M., 2007. Holocene sea-level change and marine palynology of the Beagle Channel, southern Tierra del Fuego, Argentina. *Ameghiniana* 44: 161–171.

- Borromei, A.M., Quattrocchio, M., 2008. Late and Postglacial Paleoenvironments of Tierra del Fuego: terrestrial and marine palynological evidence. En: J. Rabassa (ed.) *The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego*. *Developments in Quaternary Science*, 11. Elsevier, 369–381.
- Borromei, A.M., Coronato, A., Quattrocchio, M., Rabassa, J., Grill, S., Roig, C., 2007. Late Pleistocene - Holocene environments in Valle Carbajal, Tierra del Fuego, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 23 (4): 321–335.
- Borromei, A.M., Coronato, A., Franzén L.G., Ponce J.F., López Sáez, J.A., Maidana, N., Rabassa, J., Candel, M.A., 2010. Multiproxy record of Holocene paleoenvironmental change, Tierra del Fuego, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 286: 1–16.
- Brundrett, M., Bougher, N., Dell, B., Grove, T., Malajczuk, N., 1996. *Working with Mycorrhizas in Forestry and Agriculture*. ACIAR Monograph 32, Canberra, Australia, 374 p.
- Bujalesky, G., Heusser, C., Coronato, A., Roig, C., Rabassa, J., 1997. Pleistocene glaciolacustrine sedimentation at Lago Fagnano, Andes of Tierra del Fuego, Southernmost South America. *Quaternary Science Reviews* 16: 767–778.
- Burry, L.S., Trivi de Mandri, M.E., D'Antoni, H.L., 2006. Paleocomunidades vegetales del centro de Tierra del Fuego durante el Holoceno temprano y tardío. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales n.s.* 8 (2): 127–133.
- Burry, L.S., Trivi de Mandri, M.E., D'Antoni, H.L., 2007. Modern analogues and past environments in central Tierra del fuego, Argentina. *Anales Instituto Patagonia (Chile)* 35 (2): 5–14.
- Burry, L.S., Trivi de Mandri, M.E., 2011. Historia del bosque en el centro de Tierra del Fuego, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Forestales* 2 (3): 25–36.

- Cabrera, A.L., 1971. Fitogeografía de la República Argentina. Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica 14: 1–42.
- Camacho, H., 1967. Las transgresiones del Cretácico superior y Terciario de la Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 22: 252–280.
- Candel, M.A., 2010. Cambios relativos del nivel del mar en el Canal Beagle, Tierra del Fuego (Cenozoico Tardío), en base al análisis palinológico. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, Argentina, 194 p.
- Candel, M.A., Borromei, A.M., Martínez, M.A., Gordillo, S., Quattrocchio, M., Rabassa J., 2009. Middle–Late Holocene palynology and marine mollusks from Archipiélago Cormoranes area, Beagle Channel, southern Tierra del Fuego, Argentina. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 273: 111–122.
- Candel, M.A., Martínez, M.A., Borromei, A.M., 2011. Palinología y palinofacies de una secuencia marina del Holoceno medio-tardío: Albufera Lanushuaia, Canal Beagle, Tierra del Fuego, Argentina. Revista Brasileira de Paleontologia 14: 297–310.
- Cannon, P.F., Hawksworth, F.L.S., 1982. A re-evaluation of *Melanospora* Corda and similar Pyrenomycetes, with a revision of the British species. Botanical Journal of the Linnean Society 84 (2): 115–160.
- Cannon, P., Minter, D., Romero A., 1989. En: Robigalia de la Trufa Cibernética: Observaciones de hongos y sus organismos asociados. <http://www.cybertruffle.org.uk/robigalia/esp/index.htm>.
- Chmura, G.L., Stone, P.A., Ross, M.S., 2006. Non-pollen microfossils in Everglades sediments. Review of Palaeobotany and Palynology 141: 103–119.
- Collantes, M.B., Anchorena, J.A., Korembliit, G., 1989. A soil nutrient gradient in Magellanic *Empetrum* heathlands. Vegetation 80: 183–193.

- Collantes, M.B., Anchorena, J.A., Cingolani, A., 1999. The steppes of Tierra del Fuego: floristic and growthform patterns controlled by soil fertility and moisture. *Plant Ecology* 140: 61–75.
- Compagnucci, R.H., 2011. Atmospheric circulation over Patagonia from the Jurassic to present: a review through proxy data and climatic modelling scenarios. *Biological Journal of the Linnean Society* 103: 229–249.
- Cook, E.J., van Geel, B., van der Kaars, S., van Arkel, J., 2011. A review of the use of non-pollen palynomorphs in palaeoecology with examples from Australia. *Palynology* 35 (2): 155–178.
- Coronato, A., Rabassa, J., Borrromei, A., Quattrocchio, M., Bujalesky, G., 1999. Nuevos datos sobre el nivel relativo del mar durante el Holoceno en el Canal Beagle, Tierra del Fuego, Argentina. *I Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología Actas* 1: 27–28.
- Coronato, A., Roig, C., Mir, X., 2002. Geoformas glaciarias de la región oriental del Lago Fagnano, Tierra del Fuego, Argentina. En: Cabaleri, N., Cingolani, C., Linares, E., López de Luchi, M., Ostera, H., Panarello, H. (Eds.), *XV Congreso Geológico Argentino*, vol. II. Actas, Buenos Aires, p. 457–462.
- Coronato, A., Seppälä, M., Rabassa, J., 2005. Last Glaciation landforms in Lake Fagnano ice lobe, Tierra del Fuego, Southernmost Argentina. *VI International Conference on Geomorphology. International Association of Geomorphologists*, vol. 22. Sociedad Española de Geomorfología, Zaragoza, Spain. Abstracts.
- Coronato, A., Seppälä, M., Rabassa, J., Ponce, J., 2006a. A Late Pleistocene drumlin field in the southern coast of Lago Fagnano, Tierra del Fuego, Argentina. *IV Congreso Argentino de Geomorfología y Cuaternario*. En: *Acta de Resúmenes y Guía de Campo*, Córdoba, Argentina, p. 14.

- Coronato, A., Roig, C., Collado, L., Roig, F., 2006b. Geomorphologic emplacement and vegetation characteristics of Fuegian peatlands, southernmost Argentina, South America. En: Martini, I.P., Martínez Cortizas, A., Chesworth, W. (Eds.), Peatlands: Evolution and records of environmental and climate changes: Developments in Earth Surface Processes, vol. 9, p. 111–128.
- Coronato, A., Ponce, F., Seppälä, M., Rabassa, J., 2008. Englazamiento del valle del río Fuego durante el Pleistoceno tardío, Tierra del Fuego, Argentina. En: Zappettini, E., Crosta, S., González, M.A., Segal, S., eds. Actas del XVII Congreso Geológico Argentino, San Salvador de Jujuy. Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina, 1194–1195.
- Coronato, A., Seppälä, M., Ponce, J.F., Rabassa, J., 2009. Glacial geomorphology of the Pleistocene Lake Fagnano ice lobe, Tierra del Fuego, southern South America. *Geomorphology* 112: 67–81.
- Coronato, A., Fanning, P., Salemme, M., Oría, J., Pickard, J., Ponce, J.F., 2011. Aeolian sequence and the archaeological record in the fuegian steppe, Argentina. *Quaternary International* 245: 122–135.
- D’Antoni, H.L., Spanner, M.A., 1993. Remote sensing and modern pollen dispersal in Southern Patagonia and Tierra del Fuego (Argentina): Models for palaeocology. *Grana* 32: 29–39.
- Davis, O.K., Kolva, D.A., Mehringer, P.J., 1977. Pollen analysis of Wildcat Lake, Whitman County, Washington: the last 1000 years. *Northwest Science* 51: 13–30.
- Ellis, M.B., 1971. Dematiaceous Hyphomycetes. Commonwealth Mycological Institute. Kew, England, 608 p.
- Ellis, M.B., 1976. More Dematiaceous Hyphomycetes. Commonwealth Mycological Institute. Kew, Surrey, England, 507 p.

- Elsik, W.C., Basemann, C.B., Gram, A.K., Hopkins W.S., Jansonius, J., Jarzen, D.M., Norris, G., Peterson, E.T., Srivas-Tava, S.K., Sweet, A.R., Traverse, A., 1983. Annotated glossary of fungal palynomorphs. American Association of Stratigraphic Palynologists Contributions Series, 11, 35 p.
- Faegri, K., Iversen, J., 1989. Textbook of pollen analysis, Fourth ed. John Willey and Sons, Copenhagen.
- Farr, D.F., Rossman, A.Y., 2011. Fungal Databases, Systematic Mycology and Microbiology Laboratory, ARS, USDA. <http://nt.ars-grin.gov/fungaldatabases>.
- Fletcher, M.-S., Moreno, P.I., 2011. Zonally symmetric changes in the strength and position of the Southern Westerlies drove atmospheric CO₂ variations over the past 14 ky. *Geology* 39 (5): 419–422.
- Fontana, S.L., Bennett, K.D, 2012. Postglacial vegetation dynamics of western Tierra del Fuego. *The Holocene* 22 (11): 1337–1350.
- Franzén, L.G., 2006. Mineral matter, major elements, and trace elements in raised bog peat: a case study from southern Sweden, Ireland and Tierra del Fuego, south Argentina. En: Martini, I.P., Martínez Cortizas, A., Chesworth, W. (Eds.), *Peatlands: Evolution and records of environmental and climate changes: Developments in Earth Surface Processes*, vol. 9, p. 241–269.
- García, D., Stchigel, A.M., Cano, J., Guarro, J. Hawksworth, D.L., 2004. A synopsis and re-circumscription of *Neurospora* (syn. *Gelasinospora*) based on ultrastructural and 28S rDNA sequence data. *Mycological Research* 108: 1119–1142.
- García Massini, J.L., Zamalao, M. del C., Romero, E.J., 2004. Fungal fruiting bodies in the Cullen Formation (Miocene) in Tierra del Fuego, Argentina. *Ameghiniana* 41 (1): 83–90.
- Garreau, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R., Marengo, J., 2009. Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281: 180–195.

- Gassmann, M.I., Pérez, C.F., 2006. Trajectories associated to regional and extra-regional pollen transport in the southeast of Buenos Aires province, Mar del Plata (Argentina). *International Journal of Biometeorology* 50: 280–291.
- Gelorini, V., Verbeken, A., van Geel, B., Cocquyt, C., Verschuren, D., 2011. Modern non-pollen palynomorph (NPP) diversity in East African lake sediments. *Review of Palaeobotany and Palynology* 164: 143–173.
- Godeas, A.M., Arambarri, A.M., 2007. Hifomicetes lignícolas de Tierra del Fuego (Fungi, Fungi Imperfecti, Hyphomycetales). *Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica* 42 (1–2): 59–69.
- Grill, S., Borromei, A.M., Quattrocchio, M., Coronato, A., Bujalesky, G., Rabassa, J., 2002. Palynological and sedimentological analysis of Recent sediments from Río Varela, Beagle Channel, Tierra del Fuego, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología* 34: 145–161.
- Grimm, E., 1991. Tilia software. Illinois State Museum. Research & Collection Center. Springfield, Illinois.
- Grimm, E., 2004. Tilia y TGView 2.0.2. Software. Illinois State Museum. Research and Collection Center, Springfield, USA.
- Gulis, V., Marvanová, L., 1999. Three new scolecosporous hyphomycetes from waters in Belarus. *Mycotaxon* 72: 237–250.
- Haberle, S.G., Lumley, S.H., 1998. Age and origin of tephras recorded in postglacial lake sediments to the west of the southern Andes, 44°S to 47°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 84: 239–256.
- Haberzettl, T., Corbella, H., Fey, M., Janssen, S., Lücke, A., Mayr, C., Ohlendorf, C., Schabitz, F., Schleser, G., Wille, M., Wulf, S., Zolitschka, B., 2007. Lateglacial and Holocene wet–dry cycles in southern Patagonia: chronology, sedimentology and

- geochemistry of a lacustrine record from Laguna Potrok Aike, Argentina. *The Holocene* 17 (3): 297–310.
- Heredia Abarca, G., Arias Mota, R.M., Reyes Estebanez, M., 2002. Aspectos morfológicos y fisiológicos de *Hobsonia Mirabilis* (Peck) Linder, hifomiceto helicospórico registrado por primera vez para México. *Acta Botánica Mexicana* 61: 1–7.
- Heusser, C.J., 1971. Pollen and spores of Chile. Modern types of the Pteridophyta, Gymnospermae and Angiospermae. The University of Arizona Press, Tucson. 167 p.
- Heusser, C.J., 1989a. Late Quaternary Vegetation and Climate of Southern Tierra del Fuego. *Quaternary Research* 31: 396–406.
- Heusser, C.J., 1989b. Climate and chronology of Antarctica and adjacent South America over the past 30,000 yr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 76: 31–37.
- Heusser, C.J., 1993. Late Quaternary forest-steppe contact zone, Isla Grande de Tierra del Fuego, subantarctic South America. *Quaternary Science Reviews* 12: 169–177.
- Heusser, C.J., 1994. Paleoindians and fire during the late Quaternary in southern South America. *Revista Chilena de Historia Natural* 67: 435–443.
- Heusser, C.J., 1995a. Palaeoecology of a *Donatia–Astelia* cushion bog, Magellanic Moorland–Subantarctic Evergreen Forest transition, southern Tierra del Fuego, Argentina. *Review of Palaeobotany and Palynology* 89: 429–440.
- Heusser, C.J., 1995b. Three Late Quaternary pollen diagrams from Southern Patagonia and their palaeoecological implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 118: 1–24.
- Heusser, C.J., 1998. Deglacial paleoclimate of the American sector of the Southern Ocean: Late Glacial-Holocene records from the latitude of Canal Beagle (55° S), Argentine Tierra del Fuego. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 141: 277–301.

- Heusser, C.J., 2003. Ice Age Southern Andes - A chronicle of paleoecological events. *Developments in Quaternary Science*, 3. Elsevier, Amsterdam, 240 p.
- Heusser, C.J., Rabassa, J., 1987. Cold climatic episode of Younger Dryas age in Tierra del Fuego. *Nature* 328: 609–611.
- Heusser, C.J., Rabassa J., 1995. Late Holocene forest-steppe interaction at Cabo San Pablo, Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 9: 179–188. A.A.Balkema Publishers, Rotterdam.
- Heusser, C.J., Heusser, L.E., Lowell, T., 1999. Paleoecology of the Southern Chilean Lake District-Isla Grande de Chiloé during Middle-Late Llanquihue glaciation and deglaciation. *Geografiska Annaler* 81 A (2): 231–284.
- Hooghiemstra, H., 1984. Vegetational and climatic history of the High Plain of Bogotá, Colombia: a continuous record of the last 3.5 million years. *Dissertationes Botanicae* 79: 1–368.
- Huber, U.M., Markgraf, V., Schäbitz, F., 2004. Geographical and temporal trends in Late Quaternary fire histories of Fuego-Patagonia, South America. *Quaternary Science Reviews* 23: 1079–1097.
- Innes, J.B., Blackford, J.J., 2003. The Ecology of Late-Mesolithic woodland disturbances; model testing with fungal spore assemblage data. *Journal of Archaeological Science* 30: 185–194.
- Innes, J.B., Blackford, J.J., Simmons, I., 2010. Woodland disturbance and possible land-use regimes during the Late Mesolithic in the English uplands: pollen, charcoal and non-pollen palynomorph evidence from Bluewath Beck, North York Moors, UK. *Vegetation History and Archaeobotany* 19: 439–452.

- Iturraspe, R., Sottini, R., Schroder, C., Escobar, J., 1989. Hidrología y variables climáticas del Territorio de Tierra del Fuego. *Contribución Científica del Centro Austral Investigaciones Científicas, Ushuaia*, vol. 7, p. 1–196.
- Kalgutkar, R.M., Jansonius, J., 2000. Synopsis of fossil fungal spores, mycelia and fructifications. *American Association of Stratigraphic Palynologists Contribution Series* 39, 429 p.
- Kilian, R., Biester, H., Behrmann, J., Baeza, O., Fesq-Martin, M., Hohner, M., Schimpf, D., Friedmann, A., Mangini, A., 2006. Millennium-scale volcanic impact on a superhumid and pristine ecosystem. *Geology* 34 (8): 609–612.
- Kramer, A., Herzschuh, U., Mischke, S., Zhang, C., 2009. Late Quaternary environmental history of the south-eastern Tibetan Plateau inferred from the Lake Naleng non-pollen palynomorph record. *Vegetation History and Archaeobotany* 19: 453–468.
- Kuhry, P., 1997. The palaeoecology of a treed bog in western boreal Canada: a study based on microfossils, macrofossils and physio-chemical properties. *Review of Palaeobotany and Palynology* 96: 183–224.
- Leal, M.G., Lorscheitter, M.L., 2006. Pólen esporos e demais palinómorfos de sedimentos holocênicos de uma floresta paludosa, Encosta Inferior do Nordeste, Rio Grande do Sul, Brasil. *Iheringia* 61 (1–2): 13–47.
- Ledru, M.-P., Ceccantini, G., Gouveia, S.E.M., López-Sáez, J.A., Pessenda, L.C.R. Ribeiro, A.S., 2006. Millennial-scale climatic and vegetation changes in a northern Cerrado (Northeast, Brazil) since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* 25: 1110–1126.
- Limaye, R.B., Kumaran, K.P.N., Nair, K.M., Padmalal, D., 2007. Non-pollen palynomorphs as potential palaeoenvironmental indicators in the Late Quaternary sediments of the west coast of India. *Current Science* 92 (10): 1370–1382.

- López Sáez, J.A., López García, P., 2003. Pollen analysis from Early and Middle Holocene archaeological sites in the Blue Nile area, Central Sudan. *Complutum* 14: 397–400.
- López-Sáez, J.A., López-Merino, L., 2007. Coprophilous fungi as a source of information of anthropic activities during the Prehistory in the Amblés Valley (Ávila, Spain): the archaeopalynological record. *Revista Española de Micropaleontología* 38 (1–2): 49–75.
- Mancini, M.V., 2009. Holocene vegetation and climate changes from a peat pollen record of the forest–steppe ecotone, Southwest of Patagonia (Argentina). *Quaternary Science Reviews* 28 (15–16): 1490–1497.
- Markgraf, V., 1980. New data on the late and postglacial vegetation history of La Misión, Tierra del Fuego, Argentina. *IV International Palynological Conference* 3: 68–74.
- Markgraf, V., 1983. Late and postglacial vegetational and paleoclimatic changes in subantarctic, temperate and arid environments in Argentina. *Palynology* 7: 43–70.
- Markgraf, V., 1991a. Late Pleistocene environmental and climatic evolution in southern South America. *Bamberger Geographische Schriften* 11: 271–281.
- Markgraf, V., 1991b. Younger Dryas in southern South America? *Boreas* 20: 63–69.
- Markgraf, V., 1993. Paleoenvironments and paleoclimates in Tierra del Fuego and southernmost Patagonia, South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 102: 53–68.
- Markgraf, V., D'Antoni, H., 1978. *Pollen flora of Argentina*. University of Arizona Press, Tucson. 208 p.
- Markgraf, V., Huber, U.M., 2010. Late and postglacial vegetation and fire history in Southern Patagonia and Tierra del Fuego. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 297 (2): 351–366.
- Martínez, A.E., Chiocchio, V.M., Godeas, A.M., 2001. Cellulolytic Hyphomycetes on soil of *Nothofagus* forests in Tierra del Fuego. *Gayana Botánica* 58 (2): 123–132.

- Martinioni, D.R., 2010. Estratigrafía y sedimentología del mesozoico superior-paleógeno de la Sierra de Beauvoir y adyacencias, Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina. Tesis doctoral. Universidad de Buenos Aires, Argentina, 195 p.
- Matsushima, T., 1975. *Icones Microfungorum a Matsushima Lectorum*. Kobe, Japan, 209 p.
- Mauquoy, D., Blaauw, M., van Geel, B., Borrromei, A., Quattrocchio, M., Chambers, F., Possnert, G., 2004. Late-Holocene climatic changes in Tierra del Fuego based on multiproxy analyses of peat deposits. *Quaternary Research* 61: 148–158.
- McCulloch, R.D., Bentley, M.J., Purves, R.S., Hulton, N.R.J., Sugden, D.E., Clapperton, C.M., 2000. Climatic inferences from glacial and palaeoecological evidence at the last glacial termination, southern South America. *Journal of Quaternary Science* 15: 409–417.
- McCulloch, R.D., Davies, S.J., 2001. Late Glacial-Holocene palaeoenvironmental change in central Strait of Magellan, southern Patagonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 173: 143–173.
- McCulloch, R.D., Fogwill, C.J., Sugden, D.E., Bentley, M.J., Kubik, P.W., 2005. Chronology of the Last Glaciation in Central Strait of Magellan and Bahía Inútil, southernmost South America. *Geografiska Annaler, Series A—Physical Geography* 87: 289–312.
- Medeanic, S., Silva, M.B., 2010. Indicative value of non-pollen palynomorphs (NPPs) and palynofacies for palaeoreconstructions: Holocene Peat, Brazil. *International Journal of Coal Geology* 84: 248–257.
- Meglioli, A., 1992. *Glacial Geology of Southernmost Patagonia, the Strait of Magellan and Northern Tierra del Fuego*. Tesis doctoral. Lehigh University, Bethlehem, U.S.A. (inédita).
- Mena, F., 1983. Excavaciones arqueológicas en Cueva Las Guanacas (RI-16), XI Región de Aisén. *Anales Instituto de la Patagonia* 14: 67–75.

- Mendoza, R.E., Goldmann, V., Rivas, J., Escudero, V., Pagani, E., Collantes, M., Marbán, L., 2002. Poblaciones de hongos micorrízicos arbusculares en relación con las propiedades del suelo y de la planta hospedante en pastizales de Tierra del Fuego. *Ecología Austral* 12: 105–116.
- Mercer, J.H., 1982. Holocene glacier variations in southern South America. *Striae* 18: 35–40.
- Montoya, E., Rull, V., van Geel, B., 2010. Non-pollen palynomorphs from surface sediments along an altitudinal transect of the Venezuelan Andes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 297 (1): 169–183.
- Moore, D.M., 1983. *Flora of Tierra del Fuego*. Nelson, Oswestry, 396 p.
- Morbelli, M., 1980. Morfología de las esporas de Pteridophyta presentes en la región Fuego-patagónica, República Argentina. *Opera Lilloana*, 28. Tucumán.
- Moreno, P.I., Francois, J.P., Villa-Martínez, R.P., Moy, C.M., 2009. Millennial-scale variability in Southern Hemisphere westerly wind activity over the last 5000 years in SW Patagonia. *Quaternary Science Reviews* 28: 25–38.
- Moy, C.M., Dunbar, R., Guilderson, T.P., Waldmann, N., Mucciarone, D.A., Recasens, C., Ariztegui, D., Austin Jr., J.A., Anselmetti, F.S., 2011. A geochemical and sedimentary record of high southern latitude Holocene climate evolution from Lago Fagnano, Tierra del Fuego. *Earth and Planetary Science Letters* 302: 1–13.
- Mujica, R., Vergara, C., Oehrens, B., 1980. En: *Robigalia de la Trufa Cibernética: Observaciones de hongos y sus organismos asociados*. <http://www.cybertruffle.org.uk/robigalia/esp/index.htm>.
- Musotto, L.L., Bianchinotti, M.V., Borromei, A.M., 2012. Pollen and fungal remains as environmental indicators in surface sediments of Isla Grande de Tierra del Fuego, southernmost Patagonia. *Palynology* 36 (2): 162–179.

- Naranjo, J.A., Stern, C.R., 1998. Holocene explosive activity of Hudson Volcano, southern Andes. *Bulletin of Volcanology* 59: 291–306.
- Naranjo, J.A., Stern, C.R., 2004. Holocene tephrochronology of the southernmost part (42° 30'–45° S) of the Andean Southern Volcanic Zone. *Revista Geológica de Chile* 31 (2): 225–240.
- Oehrens, B.E., 1961. En: *Robigalia de la Trufa Cibernética: Observaciones de hongos y sus organismos asociados*. <http://www.cybertruffle.org.uk/robigalia/esp/index.htm>.
- Olivero, E.B., Malumián, N., 2008. Mesozoic-Cenozoic stratigraphy of the Fuegian Andes, Argentina. *Geologica Acta* 6 (1): 5–18.
- Olivero, E.B., Malumián, N., Martinioni, D.R., 2007. Mapa Geológico de la Isla Grande de Tierra del Fuego e Isla de los Estados; Provincia de Tierra del Fuego, Antártida e Islas del Atlántico Sur; República Argentina. SEGEMAR, escala 1:500.000. Buenos Aires.
- Orgeira, M.J., Vásquez, C.A., Coronato, A., Ponce, F., Moreto, A., Osterrieth, M., Egli, R., Onorato, R., 2012. Magnetic properties of Holocene edaphized silty eolian sediments from Tierra del Fuego (Argentina). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 25 (1–2): 45–56.
- Orquera, L.A., Piana, E.L., 1987. Composición tipológica y datos tecnomorfológicos de los distintos conjuntos arqueológicos del sitio Túnel I (Tierra del Fuego). *Relaciones de la Sociedad Argentina de Antropología* 17: 201–239.
- Overpeck, J.T., Webb, T., Prentice, I.C., 1985. Quantitative interpretation of fossil pollen spectra: dissimilarity coefficients and methods of modern analogs. *Quaternary Research* 23: 87–108.
- Palamaczuk, S., Barreda V., 2000. Palinología del Paleógeno tardío-Neógeno temprano, pozo Aries x-1, Plataforma Continental Argentina, Tierra del Fuego. *Ameguiniana* 37 (2): 221–234.

- Pals, J.P., van Geel, B., Delfos, A., 1980. Paleoecological studies in the Klokkeweel bog near Hoogkarspel (Prov. of Noord-Holland). *Review of Palaeobotany and Palynology* 30: 371–418.
- Paredes, N.I., Consolo, V.F., Pancotto, V.A., Fritz, C., Arambarri, A.M., Salerno, G.L., 2010. Estudio de especies fúngicas en turberas compactas de la región Moat en Tierra del Fuego. XII Congreso Argentino de Microbiología (Buenos Aires). *Revista Argentina de Microbiología* 42, p. 135.
- Pendall, E., Markgraf, V., White, J.W.C., Dreier, M., 2001. Multiproxy record of late Pleistocene – Holocene climate and vegetation changes from a peat bog in Patagonia. *Quaternary Research* 55: 168–178.
- Pisano, E., 1977. Fitogeografía de Fuego-Patagonia Chilena. I.- Comunidades vegetales entre las latitudes 52° y 56° S. *Anales Instituto Patagonia* 8: 121–250.
- Planas, X., Ponsa, A., Coronato, A., Rabassa, J., 2002. Geomorphological evidence of different glacial stages in the Martial Cirque, Fuegian Andes, southernmost South America. *Quaternary International* 87 (1): 19–27.
- Ponce, J.F., Borronei, A.M., Rabassa, J.O., Martinez, O., 2011a. Late Quaternary palaeoenvironmental change in western Staaten Island (54.5° S, 64° W), Fuegian Archipelago. *Quaternary International* 233: 89–100.
- Ponce, J.F., Rabassa, J.O., Coronato, A., Borronei, A.M., 2011b. Palaeogeographical evolution of the Atlantic coast of Pampa and Patagonia from the last glacial maximum to the Middle Holocene. *Biological Journal of the Linnean Society* 103: 363–379.
- Ponce, J.F., Rabassa, J.O., 2012. Geomorfología glacial de la Isla de los Estados, Tierra del Fuego, Argentina. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 25(1–2): 67–84.

- Premoli, A.C., Mathiasen, P., Kitzberger, T., 2010. Southern-most *Nothofagus* trees enduring ice ages: genetic evidence and ecological niche reconstruction reveal high latitude (54° S) glacial refugia. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 298: 247–256.
- Prentice, I.C., 1985. Pollen representation, source area, and basin size: toward a unified theory of pollen analysis. *Quaternary Research* 23: 76–86.
- Prentice, I.C., 1986. Multivariate methods of data analysis. En: *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. B. E. Berglund (Ed.), Wiley, Chichester: 799–816.
- Promis, A., Caldentey, J., Ibarra, M., 2010. Microclima en el interior de un bosque de *Nothofagus pumilio* y el efecto de una corta de regeneración. *Bosque* 31 (2): 129–139.
- Quattrocchio, M., Borronei, A.M., 1998. Paleovegetational and paleoclimatic changes during the late Quaternary in southwestern Buenos Aires Province and southern Tierra del Fuego (Argentina). *Palynology* 22: 67–82.
- Quintana, F.A., 2009. Paleoambientes del extremo sur de Santa Cruz: análisis polínico de sedimentos lacustres del Cuaternario tardío. Tesis doctoral. Universidad Nacional de Mar del Plata, Argentina, 145 p.
- Rabassa, J., 2000. Las turberas como fuente de información paleoambiental. En: Coronato, A. y C. Roig (eds.): *Memorias del Curso-taller Conservación de ecosistemas a nivel mundial, con énfasis en las turberas de Tierra del Fuego*: 69–79. Ushuaia, Argentina.
- Rabassa, J., 2008. Late Cenozoic glaciations of Patagonia and Tierra del Fuego. En: Rabassa, J., (Ed.), “Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego”, *Developments in Quaternary Science*, vol. 11. Elsevier.
- Rabassa, J., Bujalesky, G., Meglioli, A., Coronato, A., Gordillo, S., Roig, C., Salemme, M., 1992. The Quaternary of Tierra del Fuego, Argentina: the status of our knowledge. *Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. Ca.* 81: 249–256.

- Rabassa, J., Coronato, A., Bujalesky, G., Roig, C., Salemme, M., Meglioli, A., Heusser, C., Gordillo, S., Roig Juñent, F., Borrromei, A., Quatrocchio, M., 2000. Quaternary of Tierra del Fuego, southernmost South America: an updated review. *Quaternary International* 68–71: 217–240.
- Raja, H.A., Stchigel, A.M., Miller, A.N., Crane, J.L., Shearer, C.A., 2007. Hyphomycetes from the Great Smoky Mountains National Park, including three new species. *Fungal Diversity* 26: 271–286.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., Van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2004. IntCal 04 Terrestrial radiocarbon age calibration. *Radiocarbon* 46: 1029–1058.
- Roig, C.E., Roig, F.A., Collado L., Coronato, A., Martínez Carretero, E., Barrios, V., 2001. Inventario de los turbales de la zona centro de la provincia de Tierra del Fuego. Informe final. CFI y Subsecretaría de Recursos Naturales, provincia de Tierra del Fuego, Antártida e Islas del Atlántico Sur. Ushuaia, Argentina, 102 p.
- Roig, F., 1998. La Vegetación de la Patagonia. En: Correa, M. (Ed.), *Flora Patagónica*, I. INTA, Buenos Aires, 48–167.
- Roig, F.A., 2000. Comunidades vegetales productoras de turba en Tierra del Fuego. En: A. Coronato y C. Roig (Eds.) *Conservación de ecosistemas a nivel mundial con énfasis en las turberas de Tierra del Fuego. Disertaciones y Conclusiones* 33–54. Ushuaia.
- Rojas, M., Moreno, P., Kageyama, M., Crucifix, M., Hewitt, C., Abe-Ouchi, A., Ohgaito, R., Brady, E.C., Hope, P., 2009. The Southern Westerlies during the last glacial maximum in PMIP2 simulations. *Climate Dynamics* 32: 525–548.

- Saccardo, P.A., 1883. Sylloge Fungorum 2: 1–815.
- Saccardo, P.A., 1886. Sylloge Fungorum 4: 1–807.
- Schneider, C., Glaser, M., Kilian, R., Santana, A., Butorovic, N., Casassa, G., 2003. Weather observations across the Southern Andes at 53°S. *Physical Geography* 24(2): 97–119.
- Smalley, R., Kendrick, E., Bevis, M.G., Dalziel, I.W.D., Taylor, F., Lautia, E., Barriga, R., Casassa, G., Olivero, E.B., Piana, E., 2003. Geodetic determination of relative plate motion and crustal deformation across the Scotia–South America plate boundary in eastern Tierra del Fuego. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 4 (9): 1070.
- Stern, C.R., 1991. Mid-Holocene Tephra on Tierra del Fuego (54° S) derived from the Hudson Volcano (46° S): evidence for a large explosive eruption. *Revista Geológica de Chile* 18 (2): 139–146.
- Stern, C.,R., 1992. Tefrocronología de Magallanes: nuevos datos e implicaciones. *Anales Instituto de la Patagonia* 21: 129–141.
- Stern, C.R., 2008. Holocene tephrochronology record of large explosive eruptions in the southernmost Patagonian Andes. *Bulletin of Volcanology* 70: 435–454.
- Stockmarr, J., 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores* 13: 615–621.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Reimer, R.W., 2010. Calib 6.0. <http://calib.qub.ac.uk/calib/>.
- Stutz, S., 2000. Historia de la vegetación del Litoral Bonaerense durante el último ciclo transgresivo-regresivo del Holoceno. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales Universidad Nacional de la Plata. 128 p.
- Tanaka, K., Hirayama, K., Yonezawa, H., Hatakeyama, S., Harada, Y., Sano, T., Shirouzu, T., Hosoya, T., 2009. Molecular taxonomy of bambusicolous fungi: *Tetraplospheariaceae*, a new pleosporalean family with *Tetraploa*-like anamorphs. *Studies in Mycology* 64: 175–209.

- Tercero-Bucardo, N., Kitzberger, T., 2004. Establishment and life history characteristics of the southern South American mistletoe *Misodendrum punctulatum* (Misodendraceae). *Revista Chilena de Historia Natural* 77: 509–521.
- Tercero-Bucardo, N., Rovere, A.E., 2010. Patrones de dispersión de semillas y colonización de *Misodendrum punctulatum* (Misodendraceae) en un matorral postfuego de *Nothofagus antarctica* (Nothofagaceae) del noroeste de la Patagonia. *Revista Chilena de Historia Natural* 83: 375–386.
- Trivi de Mandri, M.E., Burry, L.S., D’Antoni, H.L., 2006. Dispersión-depositación del polen actual en Tierra del Fuego, Argentina. *Revista Mexicana de Biodiversidad* 77: 89–95.
- Tuhkanen, S., 1992. The climate of Tierra del Fuego from a vegetation geographical point of view and its ecoclimatic counterparts elsewhere. *Acta Botanica Fennica* 125: 4–17.
- Tuhkanen, S., Kuokka, I., Hyvönen, J., Stenroos, S., Niemelä, J., 1989–1990. Tierra del Fuego as a target for biogeographical research in the past and present. *Anales Instituto de la Patagonia* 19: 1–107.
- Unger, I.M., Kennedy, A.C., Muzika, R.-M., 2009. Flooding effects on soil microbial communities. *Applied Soil Ecology* 42 (1): 1–8.
- Unkel, I., Fernandez, M., Björck, S., Ljung, K., Wohlfarth, B. 2010. Records of environmental changes during the Holocene from Isla de los Estados (54.4°S), southeastern Tierra del Fuego. *Global and Planetary Change* 74: 99–113.
- van der Wiel, A.M., 1982. A palaeoecological study of a section from the foot of the Hazendonk (Zuid-Holland, The Netherlands), based on the analysis of pollen, spores and macroscopic plant remains. *Review of Palaeobotany and Palynology* 38: 35–90.
- van Geel, B., 1978. A palaeoecological study of Holocene peat bog sections in Germany and the Netherlands. *Review of Palaeobotany and Palynology* 25: 1–120.

- van Geel, B., 2001. Non-pollen palynomorphs. En: Smol, J.P., Birks, H.J.B., Last, W.M. (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 3: Terrestrial, algal and siliceous indicators*. Kluwer Academic Press, Dordrecht, 99–119.
- van Geel, B., Aptroot, A., 2006. Fossil ascomycetes in Quaternary deposits. *Nova Hedwigia* 82: 313–329.
- van Geel, B., Bohncke, S.J.P., Dee, H., 1981. A palaeoecological study of an Upper Late Glacial and Holocene sequence from ‘De Borchert’, The Netherlands. *Review of Palaeobotany and Palynology* 31: 367–448.
- van Geel, B., Hallewas, D.P., Pals, J.P., 1983. A late Holocene deposit under the Westfriese Zeedijk near Enkhuizen (Prov. of Noord-Holland, The Netherlands): palaeoecological and archaeological aspects. *Review of Palaeobotany and Palynology* 38: 269–335.
- van Geel, B., Klink, A.G., Pals, J.P., Wiegers, J., 1986. An Upper Eemian lake deposit from Twente, eastern Netherlands. *Review of Palaeobotany and Palynology* 47: 31–61.
- van Geel, B., Buurman, J., Brinkkemper, O., Schelvis, J., Aptroot, A., Reenen, G., Hakbijl, T., 2003. Environmental reconstruction of a Roman Period settlement site in Uitgeest (The Netherlands), with special reference to coprophilous fungi. *Journal of Archaeological Science* 30: 873–883.
- 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. *Quaternary Research* 68: 400–409.
- Villalba, R., 1989. Latitude of the surface high-pressure belt over western South America during the last 500 years as inferred from tree-ring analysis. *Quaternary South America and Antarctic Peninsula* 7: 273–303.
- Villalba, R., 1994. Tree-rings and glacial evidence from the Medieval Warm Epoch and the Little Ice Age in southern South America. *Climatic Change* 30: 1–15.

- Volkheimer, W., Melendi, D.L., 1976. Palinomorfos como fósiles guía (3° parte). Técnicas del laboratorio palinológico. *Revista minera de Geología y Mineralogía* 34 (1–2): 19–30. Buenos Aires.
- Waldmann, N., Ariztegui, D., Anselmetti, F.S., Austin Jr., J.A., Dunbar, R., Moy, C.M., Recasens, C., 2008. Seismic stratigraphy of Lago Fagnano sediments (Tierra del Fuego, Argentina) - A potential archive of paleoclimatic change and tectonic activity since the Late Glacial. *Geologica Acta* 6 (1): 101–110.
- Waldmann, N., Ariztegui, D., Anselmetti, F.S., Austin Jr., J.A., Moy, C.M., Stern, C., Recasens, C., Dunbar, R.B., 2010a. Holocene climatic fluctuations and positioning of the Southern Hemisphere Westerlies in Tierra del Fuego (54° S), Patagonia. *Journal of Quaternary Science* 25 (7): 1063–1075.
- Waldmann, N., Ariztegui, D., Anselmetti, F.S., Coronato, A., Austin Jr., J.A., 2010b. Geophysical evidence of multiple glacier advances in Lago Fagnano (54° S), southernmost Patagonia. *Quaternary Science Reviews* 29: 1188–1200.
- Waldmann, N., Anselmetti, F.S., Ariztegui, D., Austin Jr., J.A., Pirouz, M., Moy, C.M., Dunbar, R., 2011. Holocene mass-wasting events in Lago Fagnano, Tierra del Fuego (54° S): implications for paleoseismicity of the Magallanes-Fagnano transform fault. *Basin Research* 23 (2): 171–190.
- Walker, J.C., 1980. *Gaeumannomyces*, *Linocarpon*, *Ophiobolus* and several other genera of scolecospored ascomycetes and *Phialophora* conidial states, with a note on hyphopodia. *Mycotaxon* 11 (1): 1–129.
- Wille, M., Maidana, N.I., Schäbitz, F., Fey, M., Haberzettl, T., Janssen, S., Lücke, A., Mayr, C., Ohlendorf, C., Schleser, G.H., Zolitschka, B., 2007. Vegetation and climate dynamics in southern South America: The microfossil record of Laguna Potrok Aike, Santa Cruz, Argentina. *Review of Palaeobotany and Palynology* 146: 234–246.

- Whitlock, C., Moreno, P., Bartlein, P., 2007. Climatic controls of Holocene fire patterns in southern South America. *Quaternary Research* 68: 28–36.
- Zhang, N., Blackwell, M., 2002. Molecular phylogeny of *Melanospora* and similar pyrenomycetous fungi. *Mycological Research* 106 (2): 148–155.
- Zhao, G.Z., Liu, X.Z, Wu, W.P., 2007. Helicosporous hyphomycetes from China. *Fungal Diversity* 26: 313–524.

ANEXO 1. Lista taxonómica de especies identificadas

División GLOMEROMYCOTA C. Walker y A. Schüßler, 2001

Glomus sp.

División ASCOMYCOTA Cavalier-Smith, 1998

Anthostomella cf. *fuegiana* (Spegazzini, 1887)

Byssothecium circinans (Fuckel, 1861)

Gaeumannomyces sp.

Gelasinospora sp.

cf. *Microthyrium fagi* (Ellis, 1977)

Tipo-*Sordaria* (*fide* van Geel *et al.*, 2003)

Sphaerodes sp. (*fide* Borel *et al.*, 2001)

Tipo-*Sporormiella* (*fide* van Geel *et al.*, 2003)

cf. *Trichothyrites* sp. (*fide* Rosendahl, 1943)

Tipo-*Valsaria*

cf. Xylariaceae/Sordariaceae/Coniochaetaceae (*fide* Gelorini *et al.*, 2011)

Tipo-Xylariales

Ascoma indet. 1

Ascoma indet. 2

Hongos mitospóricos

Alternaria sp. A

Alternaria sp. B

Alternaria sp. C

Alternaria sp. D

Arthrimum puccinioides (Kunze y Schmidt, 1823)

Dictyosporium sp. (*fide* Bianchinotti y Sánchez, 2007)

Endophragmia sp.

Spegazzinia tessarthra (Berkeley y M.A. Curtis, 1886)

Sporidesmium sp.

cf. *Sporidesmium* sp.

Tetraploa aristata (Berkeley y Broome, 1850)

Fragmento de conidio helicospórico indet. 1

Tipo 364 (*fide* Hooghiemstra, 1984)

División BASIDIOMYCOTA R.T. Moore, 1980

Tipo-Uredinales

Esporas fúngicas indeterminadas

Tipo A

Tipo B

Tipo C

Tipo D

Tipo E

Tipo F

Incertae sedis

Tipo 370 (*fide* Hooghiemstra, 1984)









Tipo 810 cf. *Byssothecium alpestre* (Tóth) Boise, 1989 (*fide* Mauquoy *et al.*, 2004)









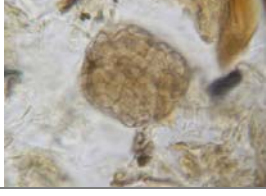
Tipo G

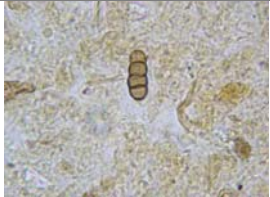








Tipo H


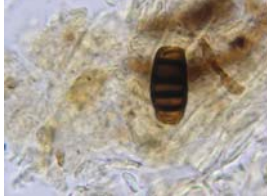

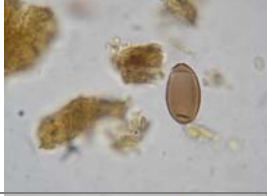




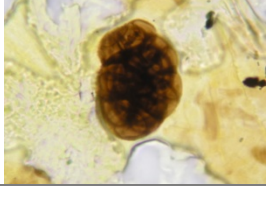
Tipo I






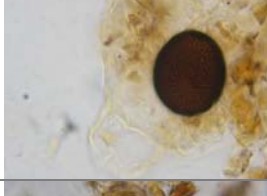

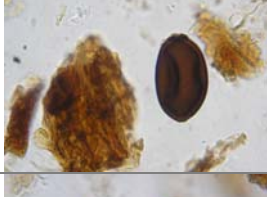

ANEXO 2. Lista de microfósiles fúngicos indeterminados








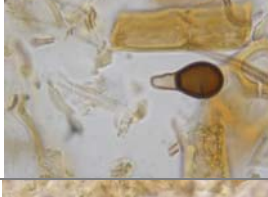
Tipo	Características	Material estudiado	Imagen
1	46 x 17 μm , con una cicatriz basal de 2 μm de diámetro. Pared levemente escabrada de menos de 1 μm de espesor.	UNSP TLC 3272c: U29/1.	
2	30–32 μm de diám. Pared de 1 μm de espesor, con perforaciones irregularmente distribuidas.	UNSP TLC 3242: X34, X37.	
3	26 x 22 μm . Pared lisa de 1 μm de espesor, con un poro de 2 μm de ancho.	UNSP TLC 3238: V30/1.	
4	22 x 10-11 μm . Pared lisa de 1 μm de espesor.	UNSP TLC 3240: Z40/1, Y37/3,	
5	34 x 10-12 μm Pared levemente escabrada, con un espesor inferior a 1 μm .	UNSP TLC 3240: Y31, Y26,	
6	39 x 16 μm Pared levemente punteada de 1,5 μm de espesor, con 4 o más costillas longitudinales que ocupan toda la longitud de la espora.	UNSP TLC 3272: H36.	
7	19 x 13 μm . Pared lisa de 1-2 μm de espesor.	UNSP TLC 3272: C45.	
8	25 x 11 μm Pared de menos de 1 μm de espesor, ornamentada con pequeños gránulos y verrugas.	UNSP TLC 3273a: Y40/1.	

9	33 x 20 μm Pared de 1 μm de espesor, densamente ornamentada con espinas gruesas	UNSP TLC 3299: U43	
10	35-42,5 x 14 μm . Pared levemente escabrada de <i>ca.</i> 1 μm de espesor.	UNSP TLC 3544: T31/3, 3545: T37/4, 3507: T48/3.	
11	92 x 36 μm Pared lisa de menos 1 μm de espesor.	UNSP TLC 3243: K45/3.	
12	56 x 33 μm Pared lisa de <i>ca.</i> 1 μm de espesor.	UNSP TLC 3272: Y40/3.	
13	41-45 x 14-15 μm Pared lisa de <i>ca.</i> 1 μm de espesor.	UNSP TLC 3328: S27, R47/3, U29/1.	
14	40 x 17.5 μm Pared levemente escabrada de <i>ca.</i> 1 μm de espesor.	UNSP TLC 3503: W39/1, 3506: V34/3.	
15	70-81 x 18 μm Pared escabrada de menos de 1 μm de espesor, con cuatro poros irregularmente distribuidos, 1-2 μm diám.	UNSP TLC 3238: W39, UNSP TLC 3240: Z31.	
16	5-8 x 7.5-8 μm Pared lobulada de menos de 1 μm de espesor.	UNSP TLC 3449: Z36/3, 3451: U35/1, Z45/3, 3455: Y27/3.	
17	35 x 32 μm Pared de menos de 1 μm de espesor, ornamentada con pequeños lóbulos.	UNSP TLC 3272: O29, 3449: X47, 3451: R38/1, S46/2.	

18	16 x 7 μm Pared lisa de menos de 1 μm de espesor.	UNSP TLC 3392: V50/3.	
19	49 x 11 μm Pared lisa de menos de 1 μm de espesor.	UNSP TLC 3238: Z38	
20	34 x 7 μm Pared lisa de menos de 1 μm de espesor.	UNSP TLC 3392: V47.	
21	11-12 x 5-5.5 μm Pared lisa de menos de 1 μm de espesor.	UNSP TLC 3392: P37.	
22	39 x 12 μm Pared escabrada de menos de 1 μm de espesor.	UNSP TLC 3525: T35.	
23	19 x 9 μm Pared lisa de ca. 1 μm de espesor.	UNSP TLC 3496: Q40.	
24	24 x 13 μm Pared lisa de ca. 2 μm de espesor.	UNSP TTA 3757: T31/2.	
25	47 x 23 μm Pared lisa de menos de 1 μm de espesor, con dos poros de 1 μm de diám.	UNSP TLC 3509: Z47.	
26	38 x 11.5 μm Pared lisa de ca. 1 μm de espesor	UNSP TLC 3330: W37/3.	

27	14 x 5 μm Pared lisa de <i>ca.</i> 1 μm de espesor.	UNSP TLC 3550: S30.	
28	26 x 13 μm Pared lisa de <i>ca.</i> 1.5 μm	UNSP TLC 3370a: D29/2.	
29	17 x 8.5 μm Pared levemente escabrada de 1-2 μm de espesor, con una cicatriz apical de 1 μm de diámetro.	UNSP TLC 3550: B43/3.	
30	19.5 x 11 μm Pared lisa de menos de 1 μm de espesor, con un poro germinativo de 1 μm de ancho.	UNSP TLC 3271: W49.	
31	13 x 11 μm Pared lisa de menos de 1 μm de espesor.	UNSP TLC 3551: T40/4.	
32	21 μm diám. Pared de <i>ca.</i> 1 μm de espesor, ornamentada con espinas de <i>ca.</i> 1 μm de longitud.	UNSP TLC 3244: Q38.	
33	32.5 x 12 μm Pared levemente escabrada de menos de 1 μm de espesor.	UNSP TLC 3496: Q47/3.	
34	29 x 26 μm Pared lisa de <i>ca.</i> 1 μm de espesor.	UNSP TLC 3238: R31, W53; 3243: K391/2.	
35	48 x 34 μm Pared de <i>ca.</i> 1 μm de espesor, ornamentada con espinas de menos de 1 μm de longitud.	UNSP TLC 3243: Z45/3.	

36	60 x 34 μm Pared lisa de <i>ca.</i> 1 μm de espesor.	UNSP TLC 3551: O39.	
37	93 x 17 μm Pared levemente escabrada de <i>ca.</i> 1 μm de espesor.	UNSP TLC 3545: A48/3.	
38	31 x 16.5 μm Pared lisa de menos de 1 μm de espesor.	UNSP TTA 3678c: W10/1.	
39	90 x 36 μm Pared lisa de <i>ca.</i> 1 μm de espesor.	UNSP TTA 3629: H30.	
40	38.5 x 16 μm Pared lisa de menos de 1 μm de espesor.	UNSP TTA 3629b: N33.	
41	30 x 25 μm Pared verrucosa de 1 μm de espesor, con un poro de <i>ca.</i> 1 μm diám.	UNSP TTA 3773: W45/4.	
42	30 x 13 μm Pared lisa de <i>ca.</i> 1 μm de espesor.	UNSP TTA 3677: N32.	
43	38.5 x 23 μm Pared lisa de 1 μm de espesor, con un poro apical de <i>ca.</i> 2 μm diám.	UNSP TTA 3677: K47.	
44	44 x 23 μm Pared lisa de 1 μm de espesor, con un poro de <i>ca.</i> 2 μm diám.	UNSP TTA 3679b: R45/2.	

45	43 x 14 μm Pared lisa de <i>ca.</i> 1 μm de espesor.	UNSP TTA 3700: G28.	
46	42 x 15 μm Pared psilada de 1.5 μm de espesor.	UNSP TTA 4084: Q29.	
47	30 x 13.5 μm Pared lisa de 1 μm de espesor.	UNSP TTA 3752: Q23/3	
48	21 x 7.5 μm Pared lisa de menos de 1 μm de espesor.	UNSP TTA 3794: Z26/2.	
49	29 x 16 μm Pared levemente escabrada de menos de 1 μm de espesor.	UNSP TTA 3802: X31.	
50	50 x 15 μm Pared de <i>ca.</i> 1 μm de espesor. Células terminales más claras, lisas; células centrales de paredes fuertemente onduladas.	UNSP TTA 3807: W40/1.	
51	33 x 16 μm Pared lisa de 1 μm de espesor.	UNSP TTA 3824: U46/2.	
52	24 x 12 μm Pared psilada de <i>ca.</i> 1-1.5 μm de espesor.	UNSP TTA 4084: J33.	
53	19 x 6 μm Pared psilada de menos de 1 μm de espesor.	UNSP TTA 4072: T35.	