



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

RECONSTRUCCIÓN DE PALEO-FLUJOS DE POLVO MINERAL ATMOSFÉRICO
EN LA TURBERA DE RÍO RUBENS, PATAGONIA

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN METEOROLOGÍA Y
CLIMATOLOGÍA
MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

CHARLES ANTONINO GONZÁLEZ CANNOBBIO

PROFESOR GUÍA:
MARÍA HELOÍSA ROJAS CORRADI
PROFESOR CO-GUÍA:
FABRICE LAMBERT

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
VALENTINA FLORES AQUEVEQUE
LAURA GALLARDO KLENNER

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto Fondecyt #1171773: "Large-scale climate variability in the southern hemisphere throughout the Holocene" y Núcleo Científico Milenio: Paleoclima del Hemisferio Sur

SANTIAGO DE CHILE
2020

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL
TITULO DE: Geólogo y grado de Magíster en
Meteorología y Climatología
POR: Charles Antonino González Cannobbio
FECHA: 13/01/2020
PROFESOR GUÍA: Maisa Rojas

RECONSTRUCCIÓN DE PALEO-FLUJOS DE POLVO MINERAL ATMOSFÉRICO EN LA TURBERA DE RÍO RUBENS, PATAGONIA

Los mecanismos, ritmos y dinámica de los cambios paleoclimáticos a través del Holoceno en Patagonia sur, no han sido completamente esclarecidos. El principal componente climático de ésta es el Cinturón de Vientos en el Oeste (CVO), cuyas variaciones tienen el potencial de modificar las emisiones de polvo en la zona más austral de América del Sur. Durante el Holoceno en Patagonia, el CVO en registros paleoambientales ha mostrado cambios en su posición e intensidad. En esta tesis se muestreó una turbera ombrotrofica en la localidad de Río Rubens (52°2'S), cercana a la posición máxima actual del CVO, al este de la Cordillera de los Andes, con el fin de entender la dinámica del paleoclima en Patagonia sur, y las correlaciones entre deposición de polvo y el CVO. El análisis de la geoquímica de elementos inorgánicos en turberas ombrotroficas ha permitido la reconstrucción de cambios en las tasas de polvo en el pasado, proveyendo nuevos datos para interpretar y reconstruir variaciones en la circulación atmosférica durante el Holoceno.

Con el fin de determinar los cambios medioambientales y de flujos de polvo, fue extraído un testigo de turba de 1.5 m de largo, sub-muestreado a 1 cm, considerando análisis de granulometría, contenido de ceniza y de la concentración de elementos inorgánicos (elementos mayores y tierras raras) mediante técnicas de fluorescencia de rayos X y espectrometría de masas. El registro presenta una edad máxima radiocarbónica calibrada de 7000 años AP, con una sección puramente ombrotrofica desde los 3000 años AP hasta la actualidad. Los resultados muestran incrementos de la magnitud en la señal de polvo por: 1) Erupciones volcánicas de los volcanes Reclús (R3: 1035-1040 AP) y Monte Burney (MB2: 3980-4240 años AP). 2) Cambios en la posición y/o intensidad del CVO (entre 1100-2500 años AP), interpretado como un acercamiento de la posición del máximo de intensidad del CVO a la posición de la turbera de Río Rubens, a través del Holoceno tardío. 3) Actividad antropogénica (50 años AP hasta la actualidad), sumado a un aumento de contaminación por metales pesados (Pb, 400 años AP hasta la actualidad).

*Siempre en tu pensamiento ten a Ítaca.
Llegar hasta allí es tu destino.
Pero no apures tu viaje en absoluto.
Mejor que muchos años dure:
y, viejo ya, ancles en la isla,
rico con cuanto ganaste en el camino,
sin esperar que riquezas te dé Ítaca.*

Constantino Kavafis

A mi papá, mamá, hermanas y la Cote.
Los quiero mucho.

Agradecimientos

Quisiera agradecer a Maisa Rojas y Fabrice Lambert, por la confianza en permitirme el desarrollo libre de este trabajo y su apoyo en distintas actividades de índole científico.

A Gäel Le Roux, por su incalculable ayuda técnica y científica en los análisis realizados en su laboratorio en Francia, además de su gran disposición.

A François de Vleeschouwer, por su guía científica, consejos y amistad.

A Patricio Moreno, por su ayuda en el trabajo de terreno, guía y discusión.

A Valentina Flores, por su apoyo en la estructuración de este trabajo, guía en aspectos geológicos y disposición a siempre ayudar.

A mis compañeros de Geología, por su calidez y amistad.

A mis amigos del MMC, por su amistad, risas y compañía en este programa.

A mis amigos de siempre, porque sin pedirlo (Ancan), siempre están ahí.

A mi familia, en especial a mi padre y madre, por su apoyo incondicional en todos estos años, cariño y amor que me han entregado.

A la Cote, por todo su amor, paciencia, risas, cariño y amistad. Gracias por ser mi compañera, por abrirme las puertas de tu vida y dejarme formar parte de tu camino. Espero que podamos construir un futuro lleno de proyectos en busca de conocimiento, y desde nuestras trincheras, ayudar a construir un Chile más solidario y equitativo, siempre del lado de la justicia social y solidaridad con el pueblo. 1312.

Tabla de contenido

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Relación entre polvo y clima	1
1.2 Objetivos.....	4
2. ELEMENTOS DEL CLIMA EN PATAGONIA	4
2.1 Polvo en Patagonia	4
2.2 Clima en Patagonia	5
2.2 Elemento del clima en Patagonia	8
3. TURBERAS COMO ARCHIVOS PALEO-AMBIENTALES	8
3.1 Iniciación de las turberas.....	8
3.2 Turberas como archivo paleoambiental.....	12
4. MATERIALES Y MÉTODOS	14
4.1 Geología regional	14
4.2 Geomorfología	16
4.3 Sitio de estudio	18
4.4 Muestreo y sub-muestreo	18
4.5 Contenido de Ceniza y tamaño de grano.....	24
4.6 Fluorescencia de rayos X	25
4.7 Preparación de muestras para análisis geoquímicos	26
4.8 Control de calidad.....	28
4.9 Datación radiocarbónica	29
4.10 Estadística	29
4.11 Flujos de polvo	30
5. RESULTADOS	30
5.1 Contenido de ceniza y densidad total seca	30
5.2 Mediciones de XRF.....	32
5.3 Dataciones	39
5.4 Tamaño de grano	42
5.5 Distribución de elementos menores	44
5.6 Calibración de XRF mediante ICP-MS	46
5.7 Análisis de Componentes Principales (ACP)	48
5.8 Flujos de polvo.....	50
6. DISCUSIONES	53

6.1 Estado trófico.....	53
6.2 Señal de Polvo y Volcanismo.....	54
6.3 Tefras	56
6.4 Polvo y clima	57
6.5 Señal Antropogénica	60
6.6 Proveniencia del polvo	63
7. CONCLUSIONES	65
8. BIBLIOGRAFÍA.....	67
9. ANEXO	80
A. Dataciones radiocarbónicas	80
B. Modelo de edad con profundidad.....	80
D. Mediciones desde ICP-MS del material certificado	84
E. Errores material certificado.....	85

Índice de Figuras

Figura 1: Esquema de fuentes de producción de polvo, efectos en el clima y sumideros.	2
Figura 2: Ubicación de las principales fuentes de emisión de polvo.	2
Figura 3: Climatología de los vientos zonales a 850hPa.	6
Figura 4: Ubicación geográfica de las turberas.	9
Figura 5: Iniciación de las turberas.	10
Figura 6: Tipos de turberas.	11
Figura 7: Ubicación general de la cuenca.	15
Figura 8: Geología general.	17
Figura 9: Ubicación Río Rubens.	19
Figura 10: Ecotonos en Patagonia.	20
Figura 11: Barrenador Ruso.	21
Figura 12: Esquema de testigos RRBC-B-D.	22
Figura 13: Sub-muestreo.	23
Figura 14: División de sub-muestras.	24
Figura 15: Contenido de ceniza	31
Figura 16: Densidad.	32
Figura 17: XRF-Ti.	34
Figura 18: XRF-Zr.	35
Figura 19: XRF-K.	36
Figura 20: XRF-Ti y Ceniza.	37
Figura 21: XRF-Ca.	38
Figura 22: Mediciones de ¹⁴ C.	39
Figura 23: Modelo de edad.	40
Figura 24: Tasa de acumulación.	41
Figura 25: Granulometría.	43
Figura 26: Geoquímica ICP-MS.	44
Figura 27: Factores de enriquecimiento.	45
Figura 28: Calibración XRF.	47
Figura 29: Z-scores de ACP	48
Figura 30: Comunalidad ACP.	49
Figura 31: Flujos de Polvo	50
Figura 32: Panel resumen 1	51
Figura 33: Panel resumen 2	52
Figura 34: Flujos de polvo y Z-scores.	56
Figura 35: Panel resumen paleoclimático.	62
Figura 36: Diagrama Spyder.	63
Figura 37: Anomalía de Ce.	64
Figura 38: Anomalía de Eu.	65

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Relación entre polvo y clima

El polvo atmosférico mineral (desde aquí simplemente polvo) forma parte de los aerosoles sólidos atmosféricos, y usualmente es asociado a partículas en el rango de tamaño de 1-100 μm (McNaught, 1990). Este proviene comúnmente de la deflación del suelo, cuando partículas que se encuentran sobre la superficie son barridas, arrastradas o levantadas por el aire. Su principal fuente de origen son los suelos de regiones áridas o semiáridas (Grousset y Biscaye, 2005) donde su producción se ve afectada por la cobertura vegetal presente en estas (Engelstaedter et al., 2003).

El polvo tiene una gran importancia dentro del sistema climático global. De manera directa afecta el balance radiativo global reflejando radiación de onda corta incidente (Miller et al., 2014), siendo un caso emblemático que ilustra este efecto la erupción del volcán Tambora en 1815, donde las cenizas emitidas a la atmósfera provocaron un descenso de la temperatura media global de alrededor de 2.5°C (Oppenheimer, 2003). Actúa también de manera indirecta, tomando parte en el crecimiento de gotas formadoras de nubes, como núcleo de condensación (Lohman y Feicher 2005), además de tener la capacidad de modificar ciclos biogeoquímicos (Mahowald et al., 2011), proveyendo micro-nutrientes a la biósfera terrestre y al océano. Un ejemplo de esto es el caso del transporte de polvo que se origina en el desierto del Sahara que fertiliza y cambia la geoquímica del suelo de la Amazonia y el Caribe (Swap et al., 1992; Prospero y Mayol-Bracero, 2013). El polvo tiene también la capacidad de generar retroalimentaciones complejas que pueden influir en el ciclo del CO₂ (Lambert et al., 2015). A su vez, las actividades humanas también pueden influenciar emisiones de polvo debido al cambio de usos de suelo o modificación del clima, que cambian las condiciones superficiales del suelo, y por ende las emisiones de polvo (Zender et al., 2004).

Así, el polvo afecta el clima, y éste afecta a las emisiones de polvo (Figura 1). Los principales factores climáticos que controlan la emisión son el viento y la humedad de los suelos (Field et al., 2009) siendo su movilización a menudo frecuente en regiones bajo la influencia de vientos fuertes, mientras que una alta tasa de precipitaciones genera estabilización de los suelos, protegiéndolos contra la erosión eólica y posterior emisión de polvo (Marticorena et al., 1997), por lo que lugares con menor precipitación en general son fuentes emisoras de polvo. Además, en periodos con menor cantidad de vegetación o más dispersa, las potenciales áreas emisoras, en general, se incrementan (Harrison et al., 2001), lo que en combinación con la actividad eólica puede ocasionar aumento en la carga de polvo, de esta manera lugares áridos o semiáridos con climas de altas temperatura como el Sahara, desierto de Gobi, y climas fríos con predominancia glacial como Patagonia (Pie, 1987; Bullard et al., 2016), cumplen las características mencionadas anteriormente y conforman los

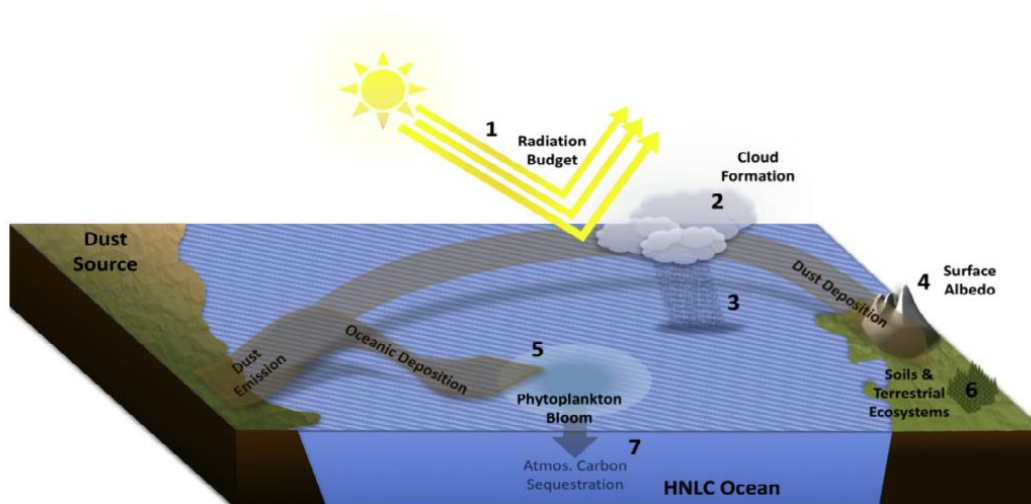


Figura 1: Esquema de fuentes de producción de polvo, efectos en el clima y sumideros.

1) Efecto directo en el balance de radiación. 2) Efecto en la formación de nubes, proveyendo núcleos de condensación. 3) Núcleos de condensación afectan en la producción de precipitación. 4) La deposición de polvo afecta la reflectancia del suelo, cambiando el albedo superficial. 5) El aporte de la deposición oceánica del polvo afecta el crecimiento del Fitoplancton y el ciclo del CO₂. 6) Aporte de nutrientes por polvo repercute en suelos y ecosistemas terrestres. Adaptado de Marx et al 2018.

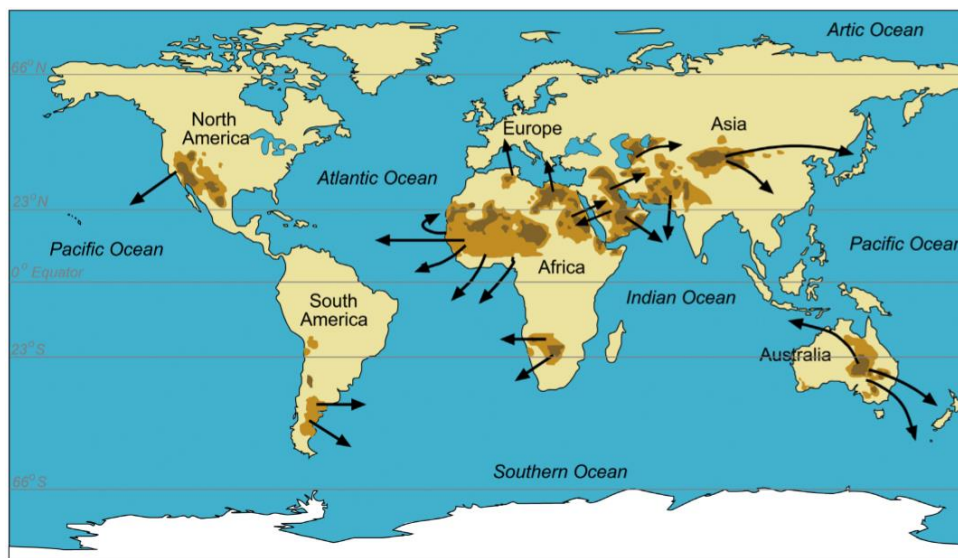


Figura 2: Ubicación de las principales fuentes de emisión de polvo.

Son mostradas de manera general y global, marcadas en color café junto con su principal dirección de transporte, adaptado desde Marx et al., 2018.

principales fuentes de emisión de polvo (Figura 2). Las cargas de polvo atmosféricas contemporáneas son principalmente monitoreadas por estaciones de meteorológicas que detectan material particulado, trampas de polvo y mediante teledetección a partir de imágenes satelitales (Maher et al., 2010; Gaiero et al., 2013).

En Patagonia los mecanismos y ritmo de los cambios paleoclimáticos desde la última glaciación aún no están del todo esclarecidos. Un conductor principal del clima en este sector es la presencia del cinturón de vientos del oeste "CVO" (Garreaud et al., 2013), que determina condiciones de aridez y humedad en Patagonia (Moreno y Videla, 2016; Moreno et al., 2018), a la vez que su variación en posición e intensidad provocaría cambios en los ciclos de carga de polvo atmosférico (Kaiser et al., 2010; Gilli et al., 2017). Así una mejor representación del polvo y su rol en el sistema climático terrestre cobra relevancia en el entendimiento del clima presente, pasado y futuro, en el escenario actual de calentamiento global.

Áreas remotas con poca actividad humana pueden albergar valiosos registros de flujos de polvo locales, extendiendo la red global de registros que permiten tener una mejor perspectiva de la variabilidad del polvo durante el Holoceno (Albani et al., 2015), que ha sido principalmente reconstruido desde sedimentos marinos y testigos de hielo polares con una mucho menor presencia de archivos terrestres como loess, lagos y turberas (De Vleeschouwer et al., 2014).

Las turberas son ecosistemas compuestos de turba, que es un sustrato de materia orgánica que se forma por la saturación del suelo, donde la vegetación que decae se acumula en la superficie, permaneciendo semi-decompuesta debido a condiciones anóxicas, formando un estrato (Blanco y De la Balze, 2004). Las turberas ombrotóricas reciben todos sus nutrientes y humedad de la atmósfera, y actúan como archivo natural del polvo ya sea a través de deposición seca (por gravedad) o humedad (por precipitación) (Bergametti y Foret, 2014). En el hemisferio sur, en Patagonia, las condiciones frías y húmedas mantienen la existencia de numerosas turberas, principalmente en la XII región (Vega-Valdés y Domínguez, 2015). Debido a su alta tasa de acumulación, la deposición de polvo puede ser reconstruida a una alta resolución temporal debido a la gran cantidad de material orgánico adecuado para dataciones radiocarbónicas.

A pesar del aumento en el interés en este tipo de registros, Patagonia permanece insuficientemente estudiada en relación al polvo, y por ende su cobertura espacial es reducida (Vanneste et al., 2015-2016; Sapkota et al., 2007). Se requieren estudios de polvo de mayor detalle (tamaño de grano, mineralogía, proveniencia) que permitan comprender mejor su dinámica generando un entendimiento del paleo-polvo de manera regional, constriñendo las fuentes y su efecto en el clima local, regional y global.

1.2 Objetivos

En el presente trabajo se desarrolla una reconstrucción de los flujos de polvo en Patagonia en la localidad de Río Rubens (52°2'S), a partir registros en turba ombrotrofica, en base al análisis de concentraciones de elementos químicos mediante Fluorescencia de Rayos X (XRF) y espectrometría de masa inductivamente acoplada (ICP-MS). Registros adicionales como densidad total, contenido mineral y tamaño de grano son realizados con el fin de complementar los resultados obtenidos de los flujos de polvo. La hipótesis de trabajo se refiere a que las variaciones del clima durante el Holoceno afectan los procesos de emisión y transporte de polvo en Patagonia. Los objetivos generales y específicos son:

- **Objetivo General**

Mejorar el entendimiento de la relación entre el polvo y clima en Patagonia, a través del análisis de los cambios en los flujos de polvo a lo largo del Holoceno.

- **Objetivos específicos**

1.-Reconstruir los paleo-flujos de polvo en Patagonia analizando la señal geoquímica de las turberas a partir de elementos litogénicos.

2.-Relacionar los cambios significativos en los flujos de polvo con la variabilidad climática en el Holoceno asociado principalmente al cinturón de vientos del oeste.

3.-Mejorar el repositorio de datos acerca del flujo de polvo para el Holoceno basado en mediciones indirectas en Patagonia.

2. ELEMENTOS DEL CLIMA EN PATAGONIA

2.1 Polvo en Patagonia

En Sudamérica, las principales fuentes de polvo provienen de la región de Altiplano-Puna, el centro-oeste argentino y Patagonia (Gaiero 2008, Gilli et al., 2014), con magnitudes mucho menores que las emisiones localizadas por ejemplo en el desierto de Sahara o Gobi (Albani et al., 2015). Sin embargo, registros paleo-climáticos de polvo en núcleos de hielo en Antártica, muestran grandes tasas de deposición de polvo en épocas glaciares comparadas con las interglaciares, siendo éstas de una escala mucho mayor en comparación con los cambios de flujo de polvo durante el Holoceno, llegando a valores de 3 a 4 veces más grandes en el último máximo glacial (Fischer et al., 2007; Lambert et al., 2008). A pesar de presentar una menor magnitud durante épocas

interglaciares, las variaciones del clima durante el Holoceno pueden tener la capacidad de afectar los procesos de emisión y transporte de polvo.

Aunque se han realizado reconstrucciones de flujos de polvo en sedimentos marinos en el océano circundante (Martínez-García et al., 2011; Lamy et al., 2014; Anderson et al., 2014), en Sudamérica continental son muy escasos los registros de polvo desde la última terminación glacial (20000 - 10000 años antes del presente, AP). Estos se encuentran restringidos a núcleos de hielo en glaciares andinos en latitudes más bien bajas, siendo casi inexistentes los registros para flujos de polvo en Patagonia durante el Holoceno (Kilian et al., 2012). Este periodo es clave para entender la dinámica del clima en Patagonia y anticipar sus mecanismos de respuesta frente a escenarios de cambio climático futuro. Sólo dos trabajos han desarrollado las primeras series de tiempo paleoclimática de flujos de polvo en Patagonia chilena. El primero realizado en Valle de Andorra (55°13'S, 67°37'O) (Sapkota et al., 2007) y el segundo más reciente fue realizado en el sector del parque Karikunka en el extremo sur, a partir de testigos extraídos de la turbera de Harberton (54.9°S, 67.2°W) abarcando el Holoceno desde la última terminación glacial, vinculando altas tasas de deposición de polvo con cambios en la intensidad de los vientos del oeste, y avances y retrocesos neoglaciales (Vanneste et al., 2015-2016).

Por otro lado, Patagonia sirve como un gran archivo de registros climáticos del pasado, debido a que el registro de poblamiento en la zona no se ha reportado anterior a 13000 años AP, con comunidades pequeñas de cazadores y recolectores (Rabassa et al., 2000) y aún hoy presenta una población dispersa con bajos niveles de ocupaciones en agricultura e industria. Por ende, las señales geoquímicas en archivos geológicos durante el Holoceno pueden esperarse con muy baja perturbación antropogénica, y ser atribuible enteramente a factores climáticos o medioambientales naturales.

2.2 Clima en Patagonia

En el contexto climático Patagonia tienen una posición geográfica única, situándose entre el océano Pacífico, Atlántico y cercano al Antártico, siendo la única masa de tierra que se intersecta con el núcleo de mayor intensidad del CVO. Presenta variadas interacciones multilaterales entre estos elementos y el resto del mundo a través de los regímenes de viento, corrientes oceánicas, surgencia y subsidencia, precipitación, levantamiento y deposición de polvo. Por ejemplo, a través de la teoría de balance bipolar (Bipolar See-Saw) se conecta el Hemisferio norte y sur a través del océano Atlántico (Broecker, 1998) y mediante el calentamiento de la temperatura superficial del Océano Pacífico oriental llamado el fenómeno de El Niño, (Bjerknes, 1969) que presenta variabilidad climática a escala multianual y que afecta a los vientos del Oeste (Garreaud et al., 2009; Boucher et al., 2011).

Un conductor principal del clima en este sector es el CVO que corresponde a vientos que prevalecen en el Hemisferio Sur, ubicándose entre los 30°S-70°S con el núcleo de mayor intensidad entre los 50°S-55°S en Patagonia (Garreaud et al., 2013). Estos vientos son responsables del transporte de calor entre las latitudes medias hacia los polos, cuya posición y magnitud depende del gradiente de temperatura entre el Ecuador y el polo sur, implicando movimientos o expansión hacia al sur en el verano o periodos de calentamiento, y hacia el norte en el invierno o periodos de enfriamiento (Markgraf y Kenny, 1996; Fletcher y Moreno, 2012).

En la actualidad el CVO tienen una estacionalidad marcada por cambios en la temperatura superficial del mar y gradientes atmosféricos de temperatura (Sime et al., 2013). En el invierno, el CVO se expande hasta cerca de los 33°S-40°S por la influencia de la corriente en chorro en altura que se desplaza a latitudes subtropicales, mientras que el núcleo de mayor intensidad decrece en magnitud. En el mismo sentido, en el verano, el CVO se contraen y su núcleo de mayor intensidad aumenta su magnitud (Figura 3) (Garreaud et al., 2009; Lamy et al., 2010).

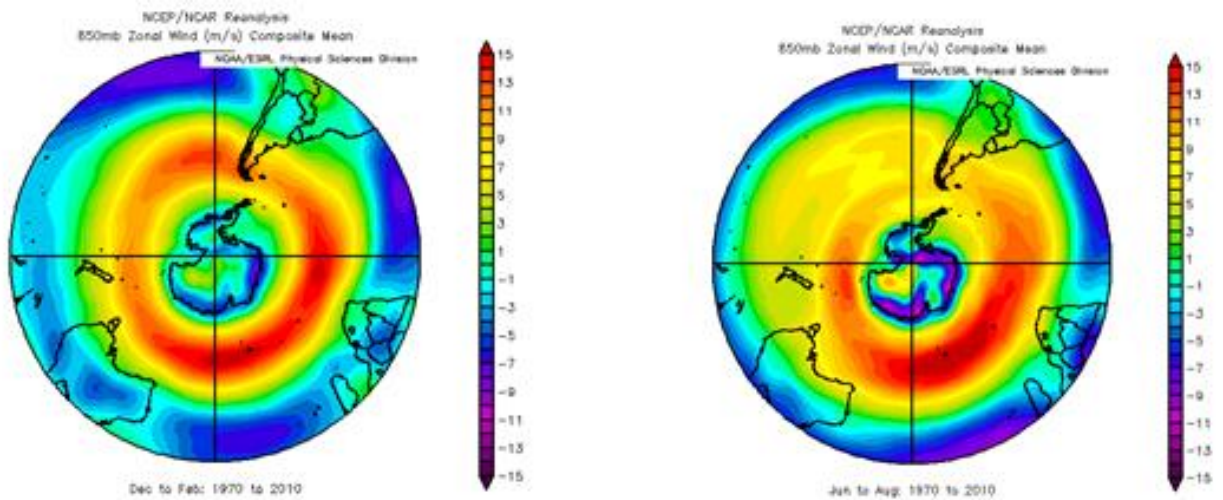


Figura 3: Climatología de los vientos zonales a 850hPa.

A la izquierda promedios para verano (Diciembre-Enero-Febrero) y a la derecha invierno (Junio-Julio-Agosto). Periodo de 1970-2010, usando reanálisis NCEP-NCAR (Kistler et al., 2001).

En el lado oeste de los Andes, existe una fuerte correlación positiva entre el viento zonal y la alta precipitación regional ($1000-7000 \text{ mm yr}^{-1}$) (Garreaud et al., 2013), donde una configuración de CVO con mayor intensidad conllevará a una elevada precipitación, a la vez que en el lado este de la cordillera se genera una sombra de lluvia, la cual debido su condición montañosa conduce

vientos *Foehn* y un reforzamiento de las condiciones áridas a través de la evaporación. Configuraciones débiles en intensidad de los vientos del oeste permiten que la precipitación proveniente del Atlántico, llegue más al oeste (Fletcher y Moreno, 2012), siendo entonces la zona caracterizada por una alta sensibilidad a los cambios latitudinales en la posición de este cinturón.

En este sentido, el CVO determina condiciones de aridez y humedad en Patagonia (Moreno y Videla, 2016), a la vez que su variación en posición e intensidad provocaría cambios en los ciclos de carga de polvo atmosférico (Lamy et al., 2010). Además, el CVO controla directamente la Corriente Circumpolar Antártica, influenciando el ciclo de carbono global a través de la liberación o retención de CO₂ atmosférico desde las aguas profundas del océano sur (Hodgson y Sime, 2010; Saunder et al., 2018).

En las últimas décadas el CVO ha mostrado una tendencia a migrar hacia el sur sumado a un aumento en la magnitud y ensanchamiento en zona del núcleo de mayor intensidad (Thompson et al., 2011; Garreaud et al., 2013) relacionado a un incremento de la fase positiva del Modo Anular del Sur (SAM; Southern Annular Mode) (Garreaud et al., 2009) debido a cambios en el ozono troposférico y forzamiento por gases de efecto invernadero (Gillet y Thompson, 2003).

En el pasado el CVO ha variado en su posición e intensidad en diferentes escalas de tiempo, principalmente debido a cambios en parámetros orbitales. Cambios en la excentricidad e inclinación del eje de la Tierra son los principales causantes de variación climática durante escalas de tiempo glaciales-interglaciales (Campagnucci, 2011), afectando al CVO en su posición latitudinal e intensidad, mostrando variaciones cercanas a 10° de latitud (Toggweiler et al., 2006). En condiciones glaciales, el CVO se sitúan más hacia el norte mientras que en épocas interglaciales se ubica más hacia el sur (Lamy et al., 2014) concordante con su comportamiento actual respecto a los periodos de mayor temperatura a una escala estacional.

Desde el último máximo glacial, se han reportado importantes cambios en la intensidad de los vientos del oeste. Por una parte, Moreno et al., (2010) y Fletcher y Moreno (2011) han interpretado registros palinológicos de testigos sedimentarios lacustres en Patagonia como incrementos en la intensidad entre 14 ka AP y 11 ka AP, (acompañado de un desplazamiento hacia el sur cercano a los 12.5 ka AP) y en el periodo 7-5 ka AP. Esto con un periodo de baja en la intensidad entre 11-7 ka AP. Estos resultados sin embargo difieren de los cambios reportados por Lamy et al. (2010) quienes interpretan, condiciones de mayor intensidad desde los 12.5 ka AP con un máximo entre 12-8.5 ka AP también acompañado de una migración hacia el sur del CVO. A este periodo lo sigue uno de condiciones intermedias entre 8.5-5.5 ka AP para finalmente decrecer en intensidad durante el Holoceno Tardío. Finalmente, para una escala de tiempo menor, Moreno et al. (2018) propone que desde los 5.8 ka

BP ocurre un cambio de variabilidad desde una escala multi-milenial a una submilenial donde los modos de variabilidad tropicales y extra tropicales representados en El Niño y SAM son los principales factores que influyen el clima de Patagonia.

Debido a que la mayoría de las reconstrucciones del CVO son realizadas a partir de registros palinológicos que reflejan cambios en los patrones de vegetación, dependientes directamente de la precipitación, cuyas bases de su interpretación descansan en la fuerte correlación actual entre vientos zonales y precipitación, que sin embargo, podría haber cambiado sobre el tiempo en el pasado (Vanneste et al., 2015). De esta manera existe la posibilidad de que distintos sitios de estudio en Patagonia ubicados en toda su extensión geográfica, estén proveyendo interpretaciones incorrectas, debido a que la correlación entre precipitación y viento puede variar distintamente en el espacio durante el Holoceno. Por ende, es importante utilizar otro tipo de registros independientes de esta correlación. El caso de los estudios realizados en depósitos de turba, sus características (tamaño de grano, geoquímica, mineralogía etc.) aportan un enfoque distinto que no se apoya directamente en la precipitación, sino que se basa en el aporte sedimentario que recibe, en función directa con el viento, siendo un registro que aporta una nueva dimensión en contraste con los registros palinológicos, ayudando a un mejor entendimiento e interpretación en los cambios del CVO en el pasado .

3. TURBERAS COMO ARCHIVOS PALEO-AMBIENTALES

3.1 Iniciación de las turberas

La turba puede ser definida como "sedimento orgánico de color café claro a negro (casi blando)" y predominantemente consiste de vegetación muerta parcialmente descompuesta (Shotyk, 1988), siendo los ecosistemas en que se encuentran al menos 30 cm de turba acumulada llamados turberas (Shotyk, 1988). La turba es formada debido a la saturación del suelo, aquí la vegetación decae y se acumula en la superficie al no descomponerse completamente, entonces la producción primaria neta excede la descomposición de la materia orgánica, permaneciendo semi-descompuesta pues en este ecosistema es muy lenta la tasa de descomposición por las condiciones propias de estos ambientes; anegamiento constante, acidez, anoxia (Moore y Basiliko, 2006; Blanco y De la Balze, 2004). Las turberas son un tipo de humedal dominado por condiciones de saturación constante, un superávit de agua, y por especies de plantas adaptadas en estas condiciones. Además de su predominante carácter orgánico, presenta diferentes cantidades de material inorgánico, que suele ser menor a 25% (Andrejko et al., 1983). Esta fracción inorgánica es compuesta principalmente por distintos minerales, complejos de metales y cationes (Andrejko et al., 1983).

Cubren cerca de $4 \times 10^6 \text{ km}^2$ globalmente, equivalente al 3% del territorio continental terrestre (Parish et al., 2008), siendo un 20% de estos suelos orgánicos encontrados en el Hemisferio Sur en latitudes donde el clima es generalmente frío y húmedo (Figura 4) (Díaz et al., 2015).

Las turberas se encuentran usualmente en lugares donde la precipitación es alta (entre 800 y 6.000 mm de precipitación anual) la evaporación es baja, y en áreas donde nunca o rara vez hay sequías de verano; en áreas frías (i.e. boreales y subantárticas) y húmedas (i.e. oceánicas y tropicales húmedas). Se caracterizan además por presentar un nivel freático muy cercano a la superficie del suelo, con leves fluctuaciones estacionales. En Chile, se encuentran desde la Región de la Araucanía hasta la Región de Magallanes, alcanzando su máxima extensión y diversidad al sur del Archipiélago de las Guaytecas (Vega-Valdés y Domínguez, 2015).

Las turberas se inician por diferentes procesos dependientes de su ubicación geográfica, sustrato geológico, morfología, hidrología y clima. Generalmente la temperatura y precipitación son los factores más importantes. Actualmente se han descrito dos procesos que explican la formación de las turberas: la terrestización y la paludificación (Figura 5). En el primero, la formación deriva

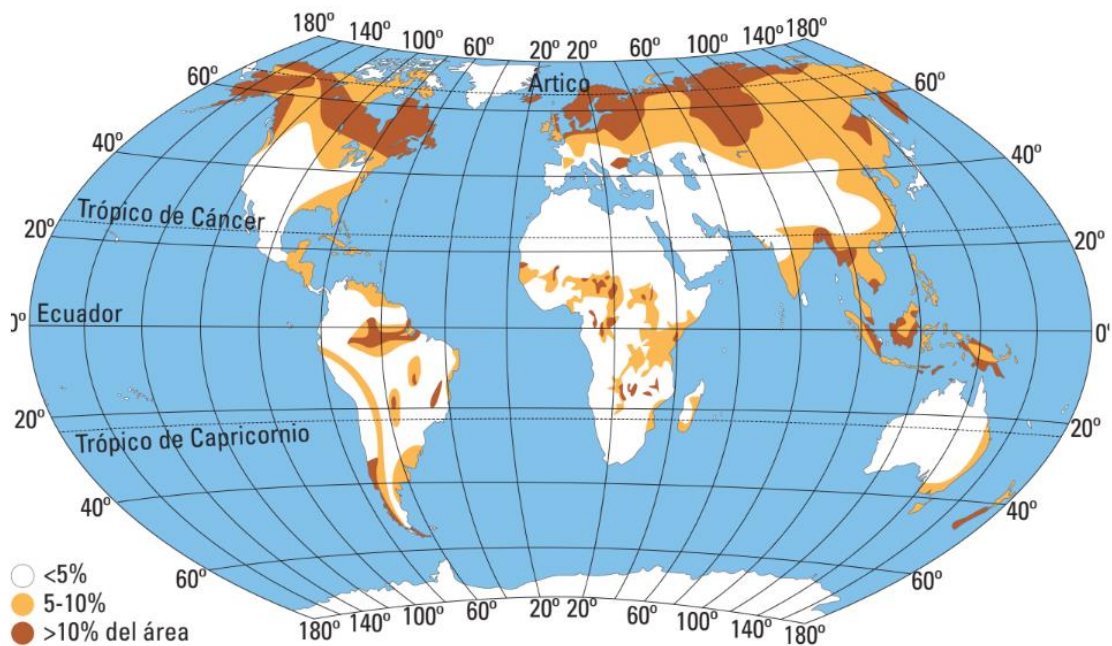


Figura 4: Ubicación geográfica de las turberas.

Distribución de porcentajes de suelo ocupado por turberas. Adaptado desde Charman (2002).

del relleno progresivo de un cuerpo de agua (principalmente lagos someros), donde la vegetación invade los márgenes y sus restos se acumulan en el lugar (Charman, 2002). En la paludificación, la turba se acumula sobre una superficie mineral, predominantemente plana o ligeramente convexa, pero sin una concavidad bien definida; aquí, la elevada pluviosidad y la saturación del sustrato son los responsables de las limitaciones a la degradación de los restos vegetales que favorecen su acumulación para la formación de turba (Martínez Cortizas et al., 2009).

El proceso característico en latitudes altas de ambos hemisferios se refiere al desarrollo postglacial de las turberas. La distribución geográfica de las turberas del sur de Chile se relaciona con la historia glacial de la zona. Los glaciares formaron un paisaje caracterizado por numerosas depresiones, que fueron rellenas por el hielo y material sedimentario (Hauser, 1996). El descenso de la actividad glacial debido al progresivo aumento de las temperaturas determinó el retiro de los glaciares, dejando grandes masas de agua producto de la fusión del hielo, lo que permitió la formación de numerosos humedales y lagunas someras, que con el paso del tiempo fueron colonizados por las comunidades vegetales que se observan en la actualidad, con especies como el musgo *Sphagnum*, importantes pioneras colonizadoras de zonas con drenaje pobre y de márgenes de lagos (Díaz et al., 2015). Así, gran parte de las turberas de la Patagonia se estima que iniciaron su formación entre los 17 y 13.5 ka BP (Yu et al., 2010) Puesto que el suelo se hallaba saturado o semi-saturado de agua, la vegetación que decayó se acumuló en la superficie, permaneciendo semi-decompuesta debido a la carencia de oxígeno formando las actuales turberas (Blanco y De la Balze, 2004).

Basados en las fuentes de sus nutrientes, las turberas son divididas en dos clasificaciones, típicamente *fen* y *bog*, palabras provenientes del inglés sin una traducción directa. Las turberas del tipo *fen* son influenciadas por agua derivada predominantemente desde afuera de sus propios límites cercanos, pudiendo diferenciarse regímenes eutróficos (buen estado de nutrientes),

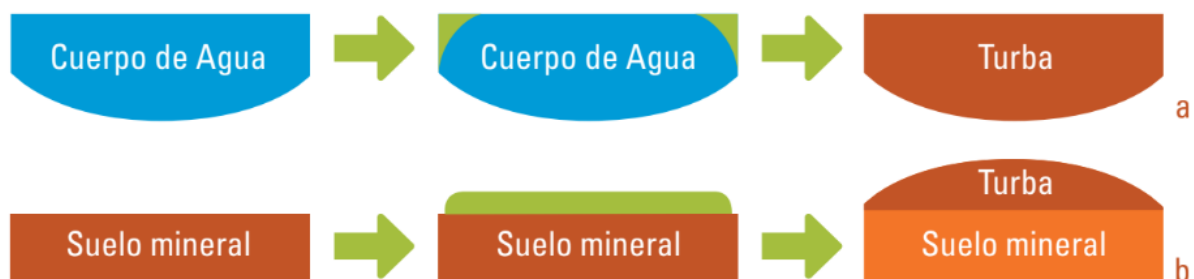


Figura 5: Iniciación de las turberas.

Esquema de los distintos tipos de iniciación de una turbera. A) Por terrestrización. B) Por Paludificación Vega-Valdés y Domínguez, 2015.

minerotróficos (abastecimiento de agua proviene principalmente de corrientes o manantiales) y oligotróficos (baja cantidad de nutrientes). Por otro lado, las turberas de tipo *bog* están hidrológicamente aisladas de las aguas subterráneas y aguas superficiales, y son sólo alimentados por deposición atmosférica (deposición seca y precipitación) (Charman, 2002). Además, son también referidas a regímenes ombrotróficos (del griego Ombros = lluvia). Se presenta un esquema de las principales características de esta clasificación hidrológica de las turberas (Figura 6) donde las turberas de tipo *bog* pueden ser identificadas con crecimiento convexo, con un caso intermedio denominado *blanket bog* que presenta variaciones en las fuentes de su aporte de nutrientes y agua, recibiendo entradas principalmente atmosféricas, pero con zonas con aporte subterráneo debido a las irregularidades del terreno donde crece. Por último, las turberas de tipo *fen* presentan en general una forma extendida plana.

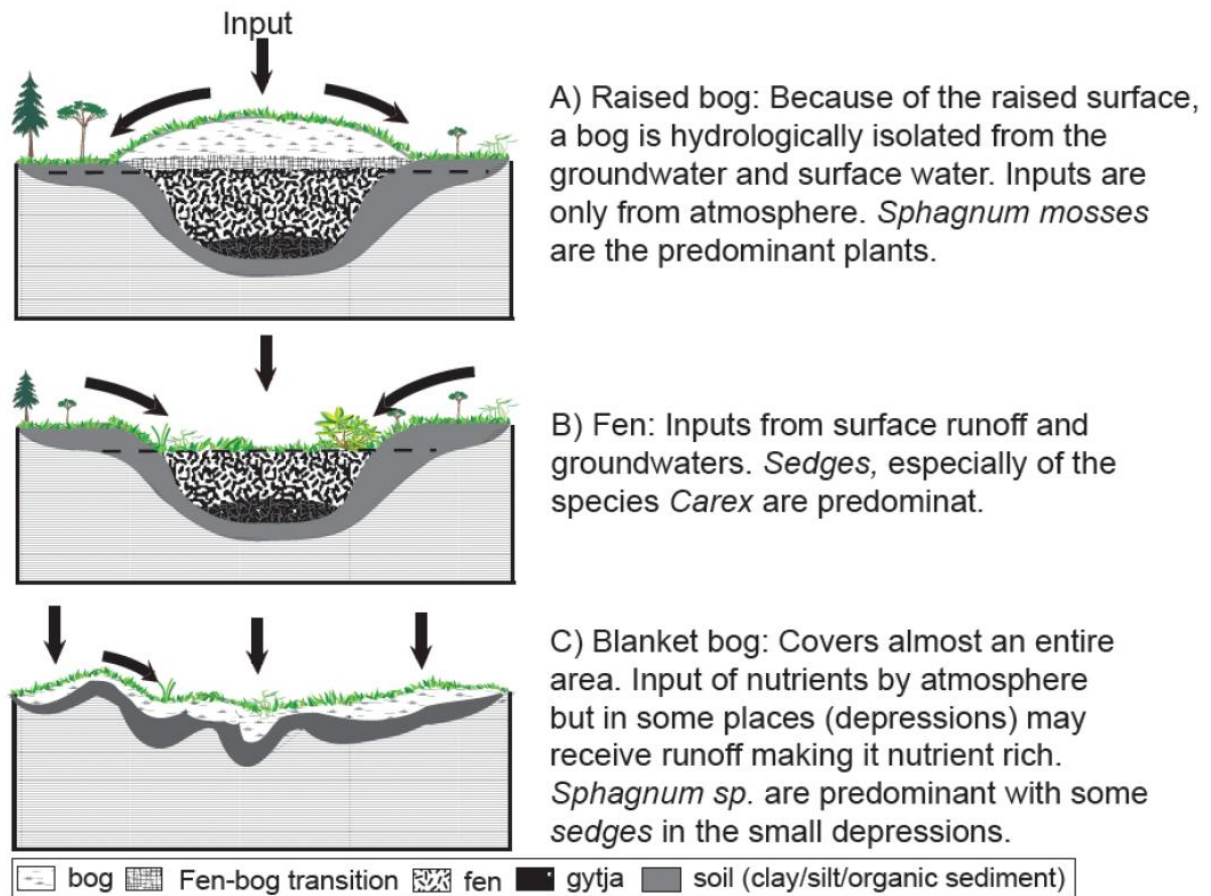


Figura 6: Tipos de turberas.

Esquema de los distintos tipos de morfología y estratigrafías de turberas según su clasificación. A) Bog B) Fen C) Blanket Bog, adaptado de Charman et al., 2002.

En general, se tienen una sucesión que contempla una evolución desde turberas de tipo *fen* a *bog*, que se refleja en perfiles verticales florísticos y del contenido de material inorgánico presente como ceniza en la turba. Florísticamente esta transición es indicada por un cambio de especies típicas de los *fen* como juncias y especies minerotróficas de *Sphagnum* (*S. teres*, *S. platyphyllum*, *S. subsecundum*) hacia una dominancia de especies asociadas a *bog* (*Sphagnum fuscum*, *Sphagnum rubellum*, *Sphagnum magellanicum*) (Rydin et al., 2006). La ceniza remanente después de remover la materia orgánica por combustión (Pérdida por ignición) es ocupada como un indicador de los nutrientes que llegan a las turberas, y dan cuenta del estado de su sucesión y evolución, donde bajos contenidos de cenizas (< 5% de ceniza) pueden interpretarse como un indicador de que el sistema de nutrientes que alimenta la turbera está desacoplado de las aguas subterráneas ricas en nutrientes o de las aguas superficiales (Tolonen, 1984).

En los *bog* debido a su característica ombrotrofica, y por ende aislamiento de las aguas subterráneas y superficiales, su ambiente en general es de bajos nutrientes disponibles, ácido y generalmente anóxico (Shotyk, 1988). Las comunidades de plantas que se adaptan a estos ambientes ácidos y de déficit de nutrientes están dominados por *Sphagnum* que tienen una gran capacidad de intercambio catiónico (Clymo, 1983). Generalmente los *bog* están compuestos de dos bandas, el catotelmo que es una superficie con población vegetal viva que está en la porción superior con características aeróbicas, y el acrotelmo que contiene material muerto, ubicado en la porción profunda, generalmente más gruesa y anaeróbica. En el acrotelmo, las tasas de descomposición son más altas que en el catotelmo (Clymo, 1984) debido a que la actividad microbiana aeróbica es mucho más alta, causando un decaimiento más rápido de las plantas. La profundidad del catotelmo depende del estado hidrológico de la turbera, que a la vez es dependiente de cambios relacionados al clima (precipitación y evaporación). Durante periodos secos el catotelmo es más profundo, causando una mayor exposición de las plantas a la descomposición por un mayor tiempo (Clymo, 1984). En estudios de polvo en turberas, los periodos donde hay incremento en la descomposición son muy importantes de notar, porque ellos resultarán en niveles de contenido de residuo de ceniza más altos, pudiéndose interpretar como deposición de polvo. Esto requiere un análisis cuidadoso, y el estudio detallado de la densidad total (Kylander et al., 2013-2016) para extraer y poder diferenciar de manera detallada la relación entre deposición de polvo y densidad total.

3.2 Turberas como archivo paleoambiental

Las turberas ombrotroficas pueden ser usadas como archivos medioambientales y geoquímicos en el estudio de partículas atmosféricas, (análogo al uso de testigos de hielo) debido a que: 1) Poseen una larga distribución geográfica; 2) Ofrecen una gran facilidad para ser datados mediante isótopos radiactivos a través de los sistemas de ^{210}Pb y ^{14}C

(Piotrowska et al., 2011), debido a que la turba está constituida principalmente por materia orgánica, que permite obtener cronologías en base a ^{14}C a una alta resolución con incertidumbres bajas (Charman y Mäkilä, 2003; Charman et al., 2009).

Schneider (1963) fue uno de los primeros que asoció la distribución de elementos químicos en turberas a cambios paleo-ambientales, al atribuir el incremento de Fe, Al y Si en perfiles de testigos de turba del NO de Alemania a las intensas actividades agrícolas y erosión de los suelos minerales circundantes por el viento después de la edad de Bronce. Luego, Chapman (1964) reportó una correlación entre el material transportado por viento proveniente de un sector desforestado, debido al incremento de Al y Si en perfiles de turba. Durante los años 1970 y 1980, las turberas ombrotóricas fueron reconocidas como potenciales archivos de contaminantes atmosféricos como el Pb (Shotyk, 1988) y posteriormente establecidas como archivos de contaminación atmosférica (Martínez Cortizas et al., 1997; Weiss et al., 1997). Posteriormente, un amplio espectro de elementos químicos ha sido conducido en estudios realizados en turberas, incluyendo aquellos relacionados típicamente con minerales (e.g. rutilo, monazita, zircón) como Sc, Ti, y Zr, siendo las turberas utilizadas no solo como archivo de contaminantes atmosféricos principalmente antropogénicos, sino que también archivos de polvo derivado de suelos (Shotyk et al., 2002). Desde entonces, ha crecido la cantidad de estudios dirigidos en diferentes regiones y países en turberas en registros de paleo-polvo, en Australia, (Kylander et al., 2007, Marx et al. 2009), España (López-Buendía et al., 2007), Chile (Sapkota et al. ,2007, Vanneste et al., 2015), Tíbet (Ferrat et al., 2012), China (Bao et al. 2012), Suecia (Kylander et al. 2013), Isla de Pascua (Margalef et al., 2014), y Canadá (Pratte et al., 2016).

En perfiles de turberas ombrotóricas la concentración en elementos litogénicos como Zr o Ti y su abundancia, puede indicar cambios en tamaños de grano y mineralogía debido a cambios en la intensidad del viento, o cambios en las fuentes que los originan (Shotyk et al., 2002). Debido a que la concentración de elementos litogénicos depende de la cantidad de material mineral depositado en estas turberas al momento de la formación de turba debido a que estas sólo reciben un aporte de nutrientes desde la atmósfera, ellas pueden reflejar tasas de deposición atmosféricas pasadas en una escala local y regional (De Vleeschouwer, 2014). Esta interpretación puede ser modelada a través de distintos parámetros que se pueden obtener a través de mediciones en muestras de turba para obtener la tasa de deposición atmosférica de polvo (AR), usando la concentración de algún elemento litogénico, la tasa de acumulación y la densidad total en la turbera, ejemplificado en la siguiente relación general:

$$\text{Ecuación 1: } AR(\mu\text{g cm}^2 \text{ yr}^{-1}) = E(\mu\text{g g}^{-1}) \rho(\text{g cm}^{-3}) I(\text{cm yr}^{-1})$$

Donde E es la concentración de un determinado elemento litogénico, ρ es la densidad total seca, e I es la tasa de acumulación de la turba. En los estudios iniciales los elementos litogénicos estudiados eran sólo los de mayor concentración y fácil detección, y debido a la evolución de la tecnología se ha podido desarrollar nuevos indicadores geoquímicos para el polvo antes inutilizables por su baja concentración en las turbas, que los hacían indetectables por las técnicas analíticas. Entre estos, los elementos que más interés han suscitado son los elementos de tierras raras (REE por sus siglas en inglés), quienes heredan su firma geoquímica de la roca de donde provienen, resultando un comportamiento resistente en el cual las alteraciones posteriores al proceso de litogénesis del material geológico que lo contiene, ya sea por procesos físicos y químicos, no interfieren en cambios de su signatura química (McLennan, 1989).

Las REE han sido utilizadas en variados estudios medioambientales (Aubert et al., 2006; Chiarenzelli et al., 2001), donde a pesar de su número limitado, estos estudios han permitido identificar cambios significativos en las tasas de deposición de polvo relacionándolos con variaciones climáticas. Por ejemplo, el uso de estos indicadores ha permitido rastrear el impacto de la aridificación del Sahara en el volumen de polvo en Europa desde occidente (Le Roux et al., 2012) o la influencia de los fenómenos de El Niño sobre el transporte de polvo australiano a Nueva Zelanda (Marx et al., 2009). Para el caso chileno, en la turbera de Harberton (extremo sur de Patagonia), que abarca el Holoceno desde el fin de la última terminación glacial, se han vinculado variaciones deposición de polvo con cambios en la intensidad de los vientos del oeste (Vanneste et al., 2015), mientras que, en el sector de Cordillera Darwin, se han ocupado para el estudio de las fluctuaciones neoglaciales en los glaciares del sector (Vanneste et al., 2016). Por lo tanto, los estudios de geoquímica elemental, en conjunto a estudios de mineralogía y composición isotópica del polvo atmosférico llevados a cabos en testigos de turba, aportan nueva información sobre el polvo en el pasado de una manera simple y con una buena resolución temporal desde la última terminación glacial (<20.000 años AP).

4. MATERIALES Y MÉTODOS

4.1 Geología regional

La región de estudio en una clasificación amplia corresponde a la Cuenca de Magallanes (Figura 7) y se caracteriza por haber sido sometida a extensión y volcanismo durante el Jurásico Medio a Superior, vinculada a la fragmentación del Gondwana, formando parte de la apertura de una cuenca marginal por detrás de un arco magmático en desarrollo (Martinioni, 2010). Luego se produce el cierre de este mar marginal durante el Cretácico Tardío, seguido de una inversión tectónica de retroarco, convirtiéndose en una cuenca en ascenso durante el resto de su historia cretácica tardía y cenozoica, evolucionando a

una cuenca de retroarco. Luego en el Eoceno superior evoluciona a una de antepaís, recibiendo el aporte de la Cordillera de los Andes en ascenso (Malumián et al, 2013).



Figura 7: Ubicación general de la cuenca.

Posición relativa de la cuenca de Magallanes. Adaptado de Malumián et al. (2013).

El sector está caracterizado por el paso del río Rubens, afluente del río Penitente, que atraviesa en su curso superior formaciones del Terciario (Figura 5) como arcillolitas y lutitas, con concreciones calcáreas de la Formación Leña Dura (Martínez *et al.*, 1964) o Formación Río Turbio (Miembro Superior) (Malumián *et al.*, 2013), en la que intercalan capas delgadas de calizas del Eoceno. Hacia el sur, el cauce corta a las formaciones Agua Fresca (Todd y Kniker 1952), Tres Brazos (Cañón y Ernst, 1974) y Loreto (Martínez *et al.*, 1964), del Terciario Inferior a Medio, para culminar sobre materiales de origen glacial del Pleistoceno–Holoceno.

La primera está formada por una secuencia de arcillolitas con acumulaciones y nódulos calcáreos; la segunda, por areniscas finas a medianas con intercalaciones de limolitas y concreciones calcáreas. La Formación Loreto posee areniscas marinas que muestra facies costeras con mantos de carbón en el miembro superior.

4.2 Geomorfología

El río Penitente (Figura 8), se desplaza en su nacimiento, de O a E por sedimentos continentales principalmente compuesto de areniscas, conglomerados y tobas del Mioceno. Finaliza su recorrido sobre materiales no consolidado como till, drift estratificado, conglomerados glaciales y sedimentos cuaternarios propios de la meseta patagónica.

Ambos ríos discurren sobre depósitos glaciares, morrenas marginales, morenas de fondo, depósitos glacialacustres, glaciales y terrazas fluviales (Pleistoceno–Holoceno). Los depósitos glaciares (Pleistoceno) conforman un conjunto heterogéneo de sedimentos de till, con intercalaciones que indican una mayor participación del agua, incluyendo niveles de varvas. En general, son bloques y gravas inmersos en una matriz areno-gravosa a areno-limosa, sin estructuras y mal seleccionados (Malumián *et al.*, 2013). Los depósitos glaciales forman estratos con estratificación cruzada. Predominan los rodados y gravas, inmersos en una matriz gravosa y arenosa, con bajo grado de consolidación. Finalmente, los depósitos fluviales (Holoceno a reciente) corresponden a tres niveles de terrazas de gravas gruesas no consolidadas a poco consolidadas, con matriz arenosa gruesa mal seleccionada con intercalaciones areno-limosas.

El río Rubens (Figura 8), surge en una serie de circos glaciares en forma de racimo, descendiendo en 5 km más de 300 m (de 800 a 500 m) y vertiendo sus aguas a través de una escotadura de solo 500 m generando una artesa estrecha. Tanto el río Penitente como el río Rubens, luego de salir del frente montañoso se presentan con un patrón meándrico, contenidos dentro de un valle estrecho con diferentes niveles de terrazas, lagos en media luna y meandros abandonados. Cuando el paisaje se abre, suelen generar encharcamiento con desarrollo de turba. El río Rubens en todo este tramo sorteaba depósitos glaciales, pero principalmente la cobertura boscosa. En el

entorno del límite chileno-argentino, ambos ríos discurren sobre morrenas de fondo, las que generan cambios en el sentido de circulación, ocupan bajos denominados *kettle* creando numerosas lagunas pequeñas. El Penitente, sortea frentes morrénicos, *flutes* y *drumlins*. Estos últimos tienen una dirección o rumbo variable, pero domina el ONO – ESE.

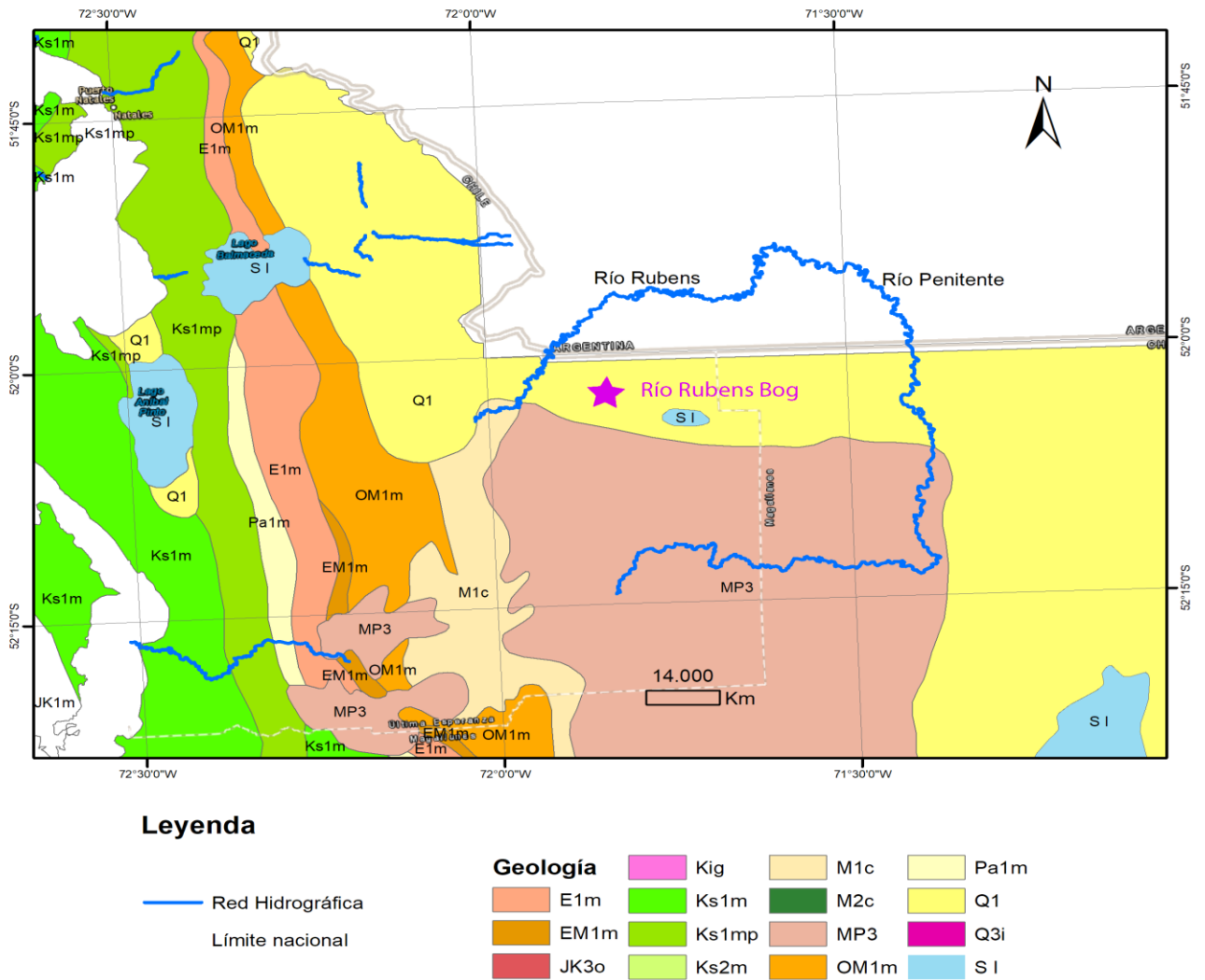


Figura 8: Geología general.

Mapa geológico de la zona de estudio. Con las redes hidrológicas resaltadas del río Rubens y Penitente, junto a las formaciones presentes.

4.3 Sitio de estudio

El sitio seleccionado de muestreo de los testigos de turba está localizado en el lado oriental de la Cordillera de los Andes ($52^{\circ}2'2.08''S$; $71^{\circ}55'43.57''$; Figuras 9-10), que es desde donde el polvo es emitido (el lado oeste tiene clima húmedo). La temperatura media anual es de $5^{\circ}C$ mientras que para julio y enero son $-2^{\circ}C$ y $10^{\circ}C$, respectivamente. Este sitio está bajo la influencia del CVO todo el año, por lo tanto, los vientos son fuertes y la precipitación se distribuye de manera uniforme durante el año. El clima regional está caracterizado por un fuerte gradiente de precipitación Oeste-Este que tiene una correspondencia en la vegetación. Con menor precipitación, bosques siempre verdes son reemplazados principalmente por bosques siempre verdes-decíduos, decíduos, bosque abierto y estepa (Figura 10). Debido a la sombra de lluvia desarrollada en la zona, se desarrolla una alta variación oeste-este de los ecotonos presentes, donde la precipitación anual decrece de 450-650 mm año en la zona de bosque decíduo hasta 350-550 mm año en la zona de bosque de estepa. Río Rubens está situado en el ecotono de bosque de estepa. El entorno circundante de la turbera ha sido fuertemente impactado por talas agrícolas y pastoreo (Tuhkanen et al., 1990).

Bosques de *Nothofagus pumilio* han sido ampliamente reemplazados por *Nothofagus antarctica*, y arbustos como *Chilotrimum diffusum*. La turbera de Río Rubens, Rubens ($52^{\circ}2'2.08''S$; $71^{\circ}55'43.57''$), está inmersa en un ecosistema de pantano de aproximadamente 25 km² (Figura 5), con dominancia en la superficie de las especies vegetales de *Empetrum rubrum* y el musgo *Polytrichum strictum* (Huber y Markgraf, 2003; Huber et al., 2004) y ha sido determinada con una edad de 13 ka BP en su base, siguiendo exclusivamente una deposición *ombrotrofica* en su sección superior reportada desde 5 ka BP hasta la actualidad (Huber et al., 2004). Los pantanos y turberas en el área están localizados en depresiones elongadas que parecen formar parte de sistemas formados de cuerpos de agua producto de derretimiento.

4.4 Muestreo y sub-muestreo

El trabajo de campo destinado a la extracción de testigos de turba fue realizado en abril de 2017. Dentro de la turbera, se identificó el punto de mayor profundidad posible de depósito de turba a través de 45 sondajes realizados con varillas de hierro que penetraron el depósito de turba hasta llegar a su término, de modo que se empieza a encontrar litologías relacionadas a fondos de lagos. Ya en el punto de mayor profundidad del depósito, los testigos de turbera fueron extraídos usando un barrenador del tipo Ruso (Figura 11), que es un instrumento especializado en perforar turberas u otros sedimentos ricos en materia orgánica, y permite tomar testigos de turba semicilíndricos de varios metros, gracias a que presenta bordes afilados que pueden cortar a través de la vegetación y mantener posible compactación de los testigos lo

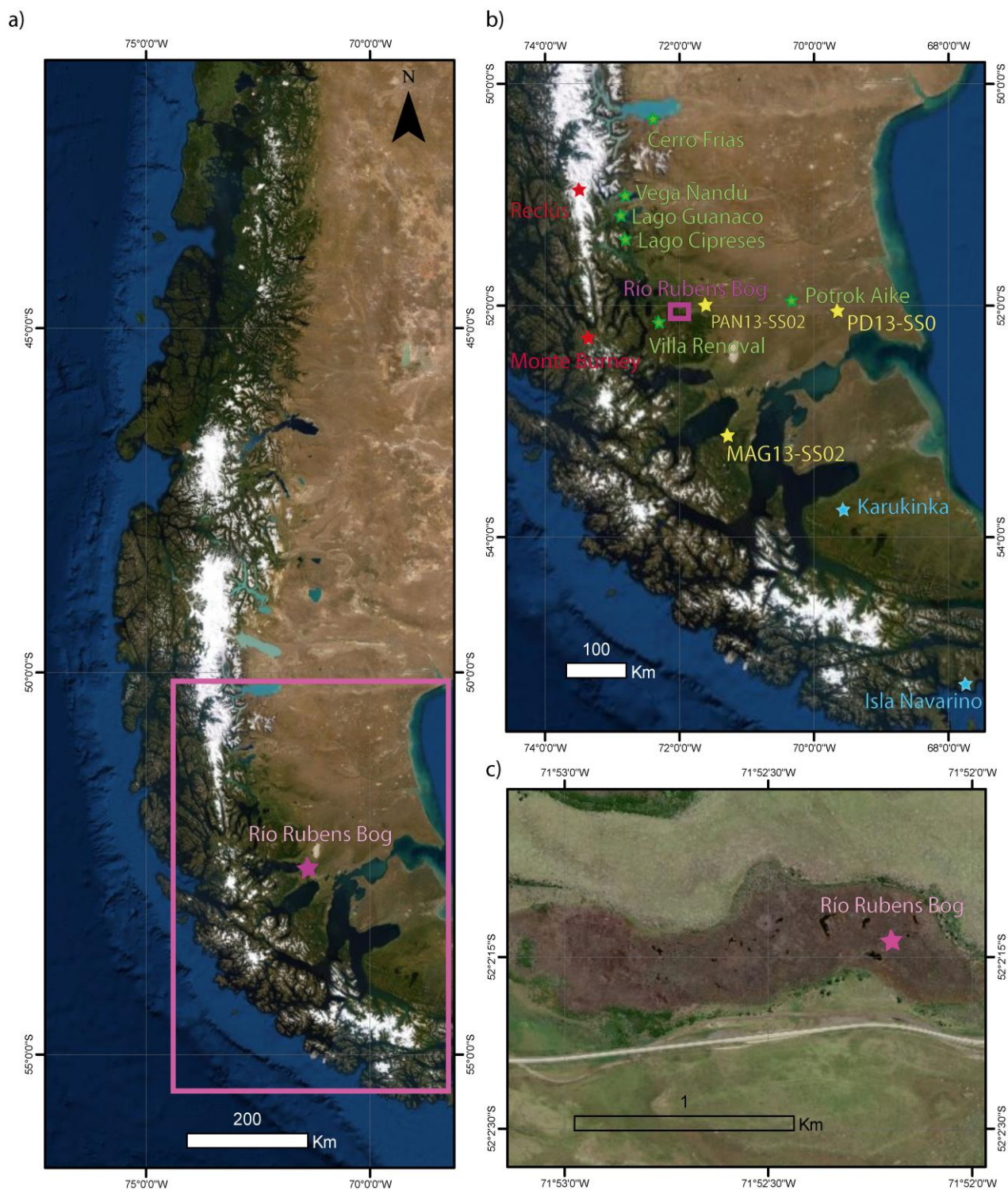


Figura 9: Ubicación Río Rubens.

a) Ubicación general del sitio de muestreo, al este de la Cordillera de los Andes
 b) Ubicación del sitio de muestreo y puntos de interés nombrados posteriormente
 c) Extensión de la turbera de Río Rubens, y sitio específico de muestreo dentro de la cuenca.

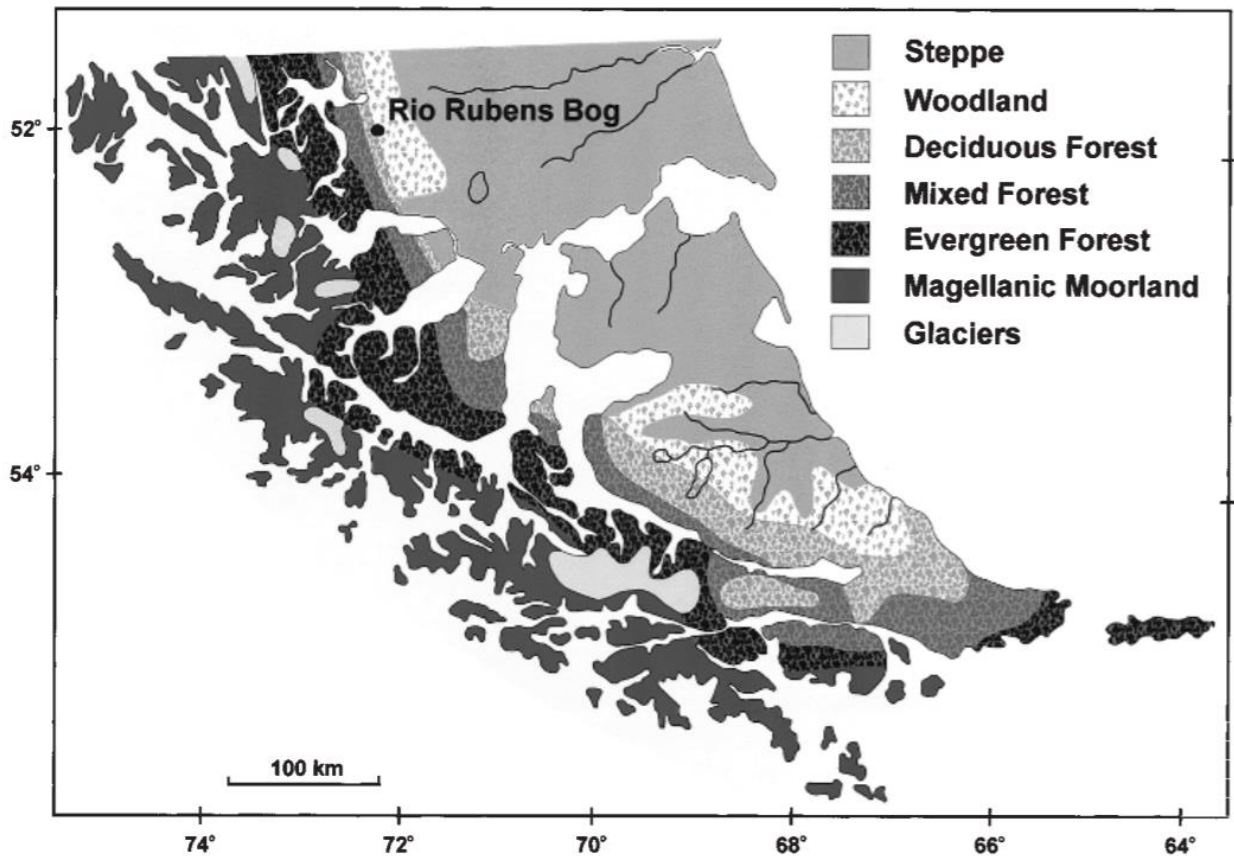


Figura 10: Ecotonos en Patagonia.

Ubicación del sitio de muestreo en relación a las principales zonas de vegetación en Patagonia y Tierra del Fuego. Río Rubens está ubicado en el ecotono de bosque de estepa. Adaptado de (Huber y Markgraf, 2004)

más bajo posible. El barrenador recupera testigos de 50cm de longitud y un diámetro de 5cm, siguiendo el método estándar en terreno (De Vleeschouwer et al., 2010). Se perforaron 5 puntos de muestreo (nombrados RRBA-RRBB-RRBC-RRBD-RRBE) separados cada uno por medio metro entre sí, obteniendo sus respectivos testigos. Los puntos de RRBA y RRBB son registros de 6.5m de largo de manera continua, siendo el punto RRBA un registro que parte desde la superficie, y el punto RRBB una réplica de RRBA separada a 50cm de distancia, pero que empieza desde 25cm de profundidad. Se escoge este desfase para obtener información continua en conjunto a los otros testigos, debido a que en los bordes de los testigos, las muestras pueden estar más comprimidas y son más susceptibles a contaminación.



Figura 11: Barrenador Ruso.

Barrenador de tipo Russian, utilizado en el estudio, con un testigo de turba recuperado de turba de forma semicilíndrica, de largo 50cm, y diámetro 5cm.

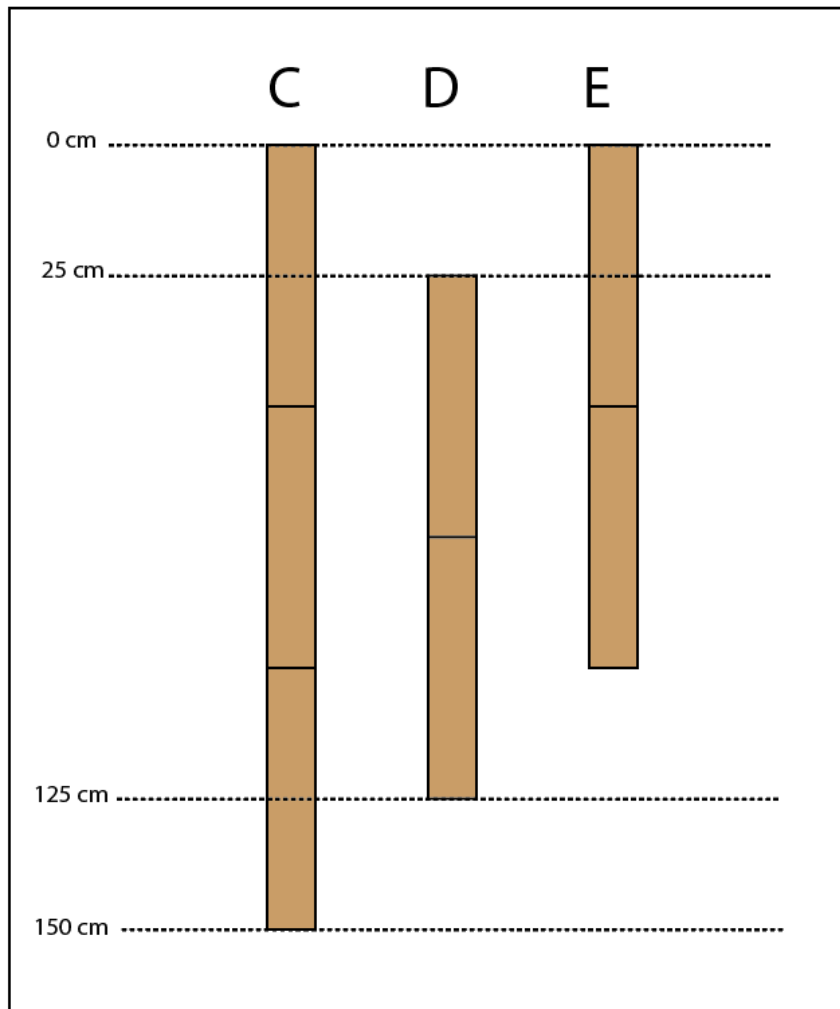


Figura 12: Esquema de testigos RRBC-B-D.

A) Profundidad y largo de los testigos RRBC-D-E analizados en este trabajo.

Los testigos de RRBA y RRBB no son analizados en este estudio. El testigo RRBC, está situado a 1m del punto RRBA, parte desde la superficie y llega hasta 1.5m de profundidad. Luego está el testigo RRBD que es réplica de RRBC, pero parte desde 25cm y llega hasta 1.25m, por último, están los testigos del sitio RRBE que también son réplica de C, parten de la superficie y llegan hasta 1m de profundidad (Figura 12). Los testigos de los sitios RRBC, RRBD y RRBE son los analizados en este estudio, y son realizados para obtener replicabilidad y consistencia entre los distintos resultados obtenidos.

Luego de ser extraídos los testigos, para evitar posteriores deformaciones por compresión y contaminaciones, fueron envueltas en film plástico, situados en tubos de PVC para preservar su forma. Posteriormente, los testigos fueron empacados en cajas de madera y enviados desde Punta Arenas hasta el laboratorio de Geografía Física de la Pontificia Universidad Católica de Chile, donde fueron almacenadas y congeladas a -10°C . Luego, para los análisis

físicos y químicos, fueron enviados hasta el Laboratorio de Turbas del laboratoire écologie fonctionnelle et environnement (ECOLAB) en Toulouse Francia, siguiendo una cadena de frío. Finalmente, los testigos congelados fueron cortados con una sierra de acero inoxidable para sub-muestrear con resolución de 1 centímetro (Figura 13). Cada sub-muestra fue limpiada con agua desionizada y cortada con cuchillo de teflón para tres análisis distintos: (1) determinación de densidad y geoquímica inorgánica, (2) contenido de ceniza y (3) dataciones por ^{14}C (Figura 14).

Los bordes de cada submuestra fueron cortados debido a que estaban en contacto directo de la cámara del barrenador, y podrían entonces estar contaminados por material de distintas profundidades. Después de cada corte, los cuchillos fueron lavados con agua desionizada para disminuir al máximo la posible contaminación cruzada, donde cada paso fue realizado en cadena, desarrollándose estos independientemente entre sí. Cada submuestra para densidad y geoquímica fue pesada y medidas sus dimensiones con un calibra-

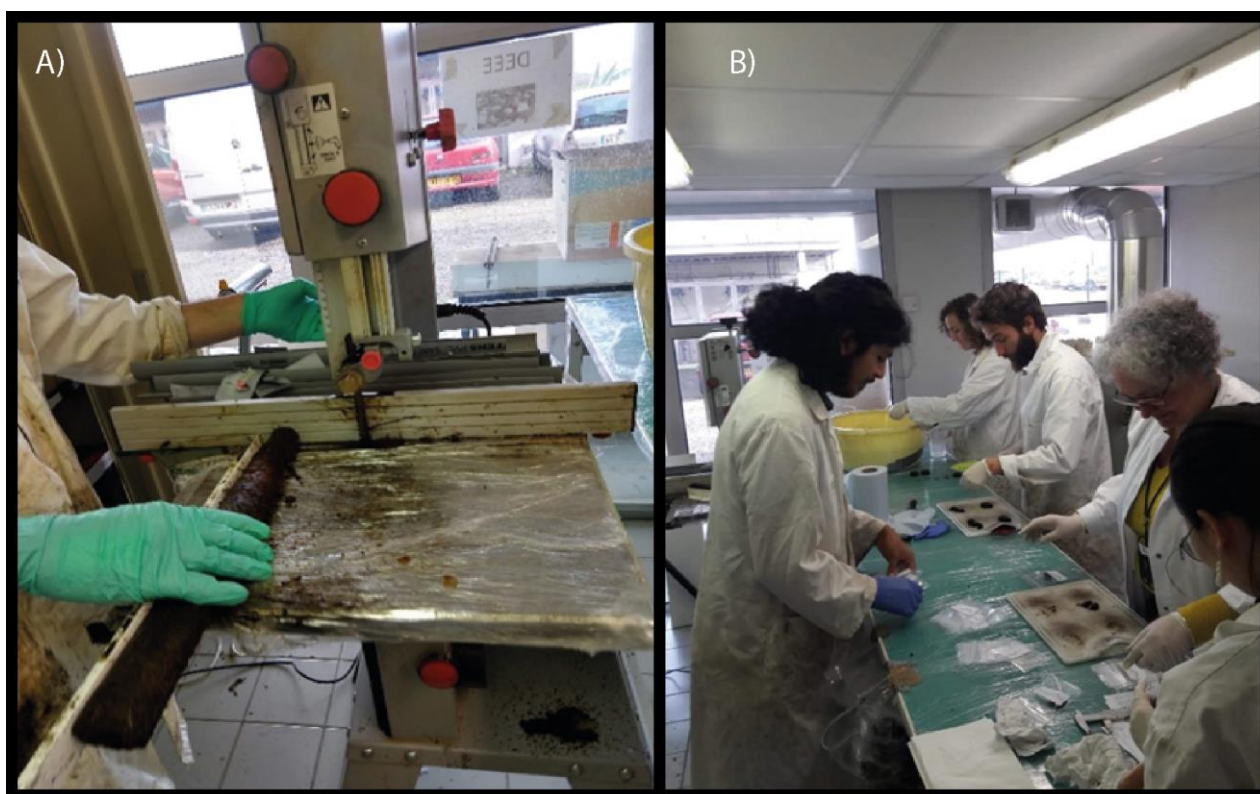


Figura 13: Sub-muestreo.

A) Sierra metálica para submuestreo de los testigos de turba, B) distribución del tratamiento independiente en cadena de corte, limpieza y medición de las submuestras.

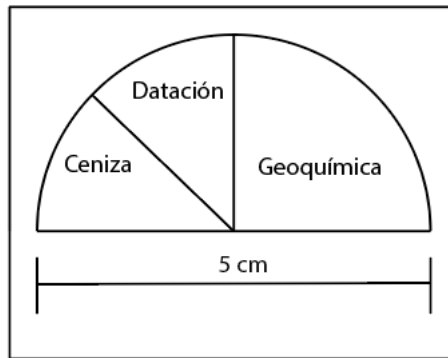


Figura 14: División de sub-muestras.

Distribución de las muestras semicilíndricas para los distintos análisis de Geoquímica, datación y contenido de ceniza.

dor Vernier, puesta en bolsas plásticas selladas, etiquetadas y puestas nuevamente a congelar. Del testigo C, que será el testigo maestro para los posteriores análisis, un total de 138 submuestras fueron obtenidas.

4.5 Contenido de Ceniza y tamaño de grano

Previo al análisis del contenido mineral y tamaño de grano, se realizó el análisis de pérdida por ignición (PPI) para obtener el contenido de ceniza en las submuestras. Este es un análisis que refleja su contenido de materia orgánica o, inversamente, su contenido de cenizas reflejado en la cantidad de contenido mineral, y se obtiene por calcinación de la turba (Chambers et al., 2011). Las muestras son inicialmente liofilizadas, es decir se les extrae toda la humedad mientras están congeladas. Este proceso se realizó en una bomba de vacío por 2 días y se realiza porque antes de realizar el PPI al material debe quitarse la humedad, de lo contrario el PPI es sobreestimado. Luego de esto, las muestras se pusieron en crisoles de cerámica, y fueron calentados a 105 °C durante 5 horas, seguidos por un aumento de la temperatura lentamente a 225 °C, se mantuvo durante 8 horas y luego se elevó a 550 °C durante 12 horas. Después de la combustión lenta de todo el material orgánico, la ceniza mineral permanece en los crisoles, los que fueron pesados nuevamente. Debido a que se midió la masa antes y después de la combustión, su diferencia respecto a la masa inicial determina el porcentaje del contenido de cenizas a partir de la PPI. Como la calcinación en el PPI no es destructivo para los granos minerales en la turba, este material puede ser ocupado para determinar la granulometría de estos. Este tipo de análisis permite relacionar el tamaño de grano con la lejanía o cercanía de la fuente de emisión, debido al esfuerzo que se debe conseguir para mover distintas partículas. Aquí se midió la ceniza mineral restante del PPI con un analizador láser de tamaño de partículas Horiba® LA-950™ (LPSA) en 25 puntos del testigo C.

En teoría, la variación elemental en registros de polvo puede proveer información sobre el tamaño de grano e información de la mineralogía, esto porque las variaciones elementales son controladas por los minerales presentes donde se deposita el polvo, que a su vez son controlados por la fuente y su distancia a los depósitos de turbera (Kylander et al., 2016). Así, debido a la fuerte influencia del tamaño de grano en la geoquímica de elementos inorgánicos en sedimentos, se estima el tamaño de grano en las partes del registro en la cuales no se mide la granulometría. El método, de código libre, se basa en un análisis multi-elemental que toma la regresión parcial de mínimos cuadrados de la concentración de elementos inorgánicos en sedimentos medidos mediante técnicas de XRF y ICP-MS, para predecir el tamaño medio de grano, en el rango granulométrico común para cuencas sedimentarias (de arcilla a arena). Este método se ha utilizado y testeado en muestras de sedimentos de fiordos y lagos en Patagonia. Una descripción detallada del método se encuentra en el trabajo de Liu et al. (2019). Aquí es seguida esta metodología y se ocupa la variación elemental entregada por los resultados de ICP-MS como predictor, para los elementos litogénicos Ca, Na, Al, K, Ti, Mn, Fe, Sc, Rb y Zr, y once granulometrías realizadas en el testigo RRB-C, para conseguir la granulometría continua a lo largo de todo el registro en profundidad.

4.6 Fluorescencia de rayos X

La técnica analítica de fluorescencia de rayos x (XRF) es un método económico, rápido y no destructivo, que se usa ampliamente en geología para caracterizar la distribución geoquímica principalmente de los elementos mayores y la composición de una variedad de materiales. Las muestras pueden ser analizadas como polvo comprimido, pellets o fundido discos de vidrio (Potts, 1987). En el caso de la turba, no es posible analizar en polvo porque la cantidad de residuos de cenizas que quedan después del PPI es muy pequeña para ser medida. Por lo tanto, el método utilizado en este trabajo se basa en la interacción entre rayos X con las muestras, que causa ionización discreta de los electrones de los orbitales internos que genera un reacomodo de los electrones restantes acompañado de una emisión de fluorescencia de rayos X que presenta una longitud de onda característica dada por la ley de Moseley.

$$\text{Ecuación 2: } \quad \frac{1}{\lambda} = k(Z - \sigma)^2$$

Donde λ es la longitud de onda, Z es el número atómico del elemento, k y σ constantes que dependen de la constante orbital (K, L, M). Así, cada fluorescencia tiene una correspondencia con elemento químico. Las submuestras para densidad total y geoquímica ya liofilizadas, fueron analizadas en un Thermo Scientific Niton x13 900 GOLD portable. Estas fueron insertadas individualmente (sin sacarlas de sus bolsas) en un recipiente cilíndrico de plástico hueco de 2 cm de diámetro y 3 cm de alto, y se realizaron las mediciones en el XRF en la configuración dedicada a suelos orgánicos.

Posteriormente su calibración fue llevada a cabo con las mediciones realizadas en las mismas muestras mediante ICP-MS.

4.7 Preparación de muestras para análisis geoquímicos

Después de que las submuestras para geoquímica y densidad total son liofilizadas, cada una de ellas es pesada nuevamente. Con las dimensiones y peso de las muestras realizadas en estado fresco y seco, la densidad total es calculada. Debido a que los análisis geoquímicos consumen mucho tiempo (alrededor de 1 mes por cada 48 muestras) y caros, fueron seleccionadas sólo 50 muestras a lo largo del testigo maestro del punto C para estas mediciones. La selección se realizó en base a los cambios y tendencias en los registros de ceniza, densidad total y XRF.

La turba no está compuesta solamente de musgos de *Sphagnum*, pudiendo contener distintos partes de plantas como raíces, hojas o ramas. De modo que las muestras se deben homogeneizar inicialmente, para obtener una representatividad constante para cada una de ellas. Así las muestras son traspasadas a tubos plásticos Falcon™ de 50 ml, y le son insertadas 6 bolas de cristal de diámetro 2mm, con el fin de moler el contenido. Los tubos fueron puestos en el homogeneizador FastPrepR-24™, que permite sacudir los tubos conservando su posición. Con este fin, se realizaron dos ciclos por muestra a una velocidad de 6m/s durante 1 minuto, luego son retiradas las bolas de cristal. Este método minimiza las posibles contaminaciones cruzadas encontradas en los métodos típicos para moler sugeridos en Le Roux y De Vleeschouwer (2010), debido a que el material no debe ser transferido a otro recipiente para molerlo, y la molienda se realiza con los tubos cerrados.

La preparación de las submuestras para análisis geoquímicos se basa en una digestión mediante distintos ácidos, y fue realizada en un laboratorio limpio de clase 100 en el laboratorio ECOLAB en Toulouse, Francia, para evitar la contaminación al mínimo. Se siguió el protocolo interno para análisis de turbas, desarrollado en el contexto del proyecto PARAD (De Vleeschouwer et al., 2014; Vanneste et al., 2015-2016). Este consiste en:

Día 1

1. Transferir las muestras a digerir (100 mg) a recipientes Savillex. Pesar el recipiente con y sin la muestra
2. Añadir 2 mL de HNO₃
3. Pasar los Savillex por baño de agua por ultrasonido (10 – 15 min)
4. Dejar las muestras en campana por la noche

Día 2

5. Destapar los Savillex uno por uno y dejar desgasificar por 5 minutos
6. Añadir 0,5 mL de HF (17 gotas)
7. Pasar los Savillex por baño de agua por ultrasonido (10 – 15 min)
8. Dejar calentar las muestras por 2 días a 110°C

Día 5

9. Destapar y hacer evaporar a 50°C por 2 días

Día 8

10. Añadir 1 mL de H₂O₂ (poco a poco, cada hora se va añadiendo respectivamente, 200 µL + 300 µL + 500 µL) esto para oxidar la materia orgánica restante.
11. Dejar actuar 12 horas
12. Pasar los Savillex por baño de agua por ultrasonido (10 – 15 min)
13. Hacer evaporar a 50°C

Día 9

14. Añadir 1 mL de HNO₃
15. Pasar los Savillex por baño de agua por ultrasonido (10 – 15 min)
16. Dejar calentando por 2 días a 90°C

Día 12

17. Se controló si permanecen partículas negras
18. Hacer evaporar (55°C)

Día 13

19. Añadir 2 mL de 35 % HNO₃ (por 40 muestras => 80 ml : 40 ml HNO₃ + 40 ml MQ)
20. Pasar los Savillex por baño de agua por ultrasonido (10 – 15 min)
21. Dejar calentar 1 día a 90°C

Día 14

22. Hacer evaporar (55°C)

23. Añadir 2 mL de 35 % HNO₃ (por 40 muestras => 80 ml: 40 ml HNO₃ + 40 ml MQ)

24. Pasar los Savillex por baño de agua por ultrasonido (10 – 15 min)

25. Dejar calentar por 1 día a 90°C

Luego se genera una solución madre con las muestras a las que se realizó la digestión ácida tomando 2ml de éstas y 12 ml de agua desionizada. Después, son transferidas a un nuevo vial de plástico que es pesado con y sin las muestras. Por último, a partir de esta solución madre es posible extraer cantidades necesarias para distintos análisis geoquímicos. Cabe destacar que, además, para el caso de las mediciones por ICP-MS es añadido In y Re como trazadores por procedimientos internos del laboratorio.

4.7 Espectrometría de masas inductivamente acoplada

El método más preciso y ampliamente usado para la determinación de elementos mayores y traza en testigos de turba son los basados en espectrometría de masas mediante plasma inductivamente acoplado (ICP-MS) después de pasar por una digestión apropiada. Este método permite mediciones de elementos a una muy baja concentración (apropiado para µg/kg y ng/kg) con bajo efecto de matriz (Krachler, 2007)

La geoquímica de las 50 muestra pre tratadas mediante la digestión, fue determinada a través de un análisis multi-elemental desarrollado en un Quadrupole ICP-MS (7500ce, Agilent Technologies™) en la unidad multidisciplinaria de Ciencias de la Tierra GET, asociada a la Université Paul Sabatier en Toulouse. Por cada corrida de ICP-MS, cinco soluciones estándar internas multi-elementales fueron medidas en intervalos de una a dos horas, correspondiente a ocho muestras para mantener una curva de calibración correcta, en caso de que la señal de intensidad pudiese variar.

4.8 Control de calidad

Para controlar la calidad de las mediciones del ICP-MS, fueron medidos tres materiales estándar certificados, que siguieron el mismo procedimiento de digestión por ácidos que las muestras estudiadas. Estas fueron de hojas de pino (NIST-1575a), liquen epifito (AIEA-336) y turba (NJV carex 941).

Una lista de todos los valores certificados puede ser encontrada en la sección anexo D-E. Además, junto a todas las muestras fue realizado una muestra vacía, con el fin de monitorear algún error sistemático o contaminación del laboratorio. También, para corregir derivas internas en la medición durante el análisis de ICP-MS, en cada muestra del testigo de turba, de material estándar o muestra en blanco, se le fue añadido 50 µl con 0,403 ppb de In y Re.

Para cada muestra, es posible obtener la desviación estándar relativa, a partir del número de mediciones que efectúa el ICP-MS. Además es posible estimar la precisión de la medición mediante la desviación estándar relativa de las concentraciones medidas de los materiales estándar (Anexo E). Las concentraciones de mercurio fueron determinadas usando un analizador directo de mercurio en GET (Milestone DMA-80) y fueron calibrados midiendo distintas cantidades del material certificado IPE-176, compuesto de vegetación palustre típica de humedales (*phragmites*).

4.9 Datación radiocarbónica

El control cronológico de los testigos está basado en mediciones de dataciones de ^{14}C mediante espectrometría de masas de emisión alfa. Para las dataciones, fueron seleccionados restos microfósiles de plantas que crecen en la superficie del suelo, siguiendo protocolo de Mauquoy *et al.* (2010), consistiendo de hojas y tallos de *Sphagnum*. Cuando las cantidades de *Sphagnum* no fueron suficientemente abundantes para datación, se procedió a datar la porción total de turba. Un total de 20 muestras fueron enviadas a ser medidas al "Gliwice Absolute Dating Methods Centre" en Polonia y 2 a "Beta Analytics" en USA siguiendo pretratamiento estándar (Piotrowska *et al.* 2013).

Los modelos de edad y profundidad fueron generados usando los resultados de las dataciones en el software *BACON* (Blaauw y Christen, 2011). Las dataciones radiocarbónicas fueron calibradas usando la curva de calibración Southern Hemisphere terrestrial SHCal13 (Hogg *et al.*, 2013)

4.10 Estadística

Un análisis de componentes principales (ACP) filtra las componentes de un arreglo multidimensional de datos mediante la rotación de los ejes de coordenadas, alineándolos con el vector de mayor varianza obtenido desde estas variables. Este análisis permite interpretar las fuentes y procesos que afectan la distribución de múltiples series de datos a través de la reducción de dimensionalidad, en este caso series de concentración de elementos químicos. El ACP fue realizado en el modo de correlación, con las series de datos con logaritmo de base 10 aplicado más estandarización de datos mediante z-scores para evitar efectos de escalamiento, y usando el tipo de rotación varimax que es una rotación ortogonal fija que maximiza las cargas de las variables en los componentes (Eriksson *et al.*, 1999). Los Z-score son calculados como:

Ecuación 3:
$$Z_{\text{score}} = (X_i - X_{\text{media}}) / X_{\text{de}}$$

con X_i la concentración del elemento en una submuestra, X_{media} y X_{de} los promedios de las series muestras y la desviación estándar, respectivamente, de todas las concentraciones de un determinado variable X_i .

Debido a que se trabaja con elementos químicos, los componentes principales contendrán elementos con similares patrones en el registro, interpretándose que está actuando el mismo control ambiental determinado por algún factor específico. Usando ACP las señales geoquímicas pueden distinguirse y separarse a través de los distintos factores que controlan su ocurrencia, siendo más fácilmente interpretados. Este enfoque estadístico ha sido utilizado múltiples estudios de variados estudios científicos (Perri et al., 2014; Kontakiotis et al., 2016) siendo muy útiles en estudios de turberas para la reconstrucción paleoambiental al diferenciar las señales de polvo de la volcánica (Kuttner et al., 2014; Vanneste et al., 2015; De Vleeschouwer, 2010). Fue realizado un ACP en las concentraciones de elementos químicos en el testigo de turba mediante el software IBM SPSS Statistics 25.

4.11 Flujos de polvo

El flujo de polvo puede ser calculado usando la concentración de un elemento litogénico, la densidad total y la tasa de acumulación de la turba. Asumiendo que el polvo proveniente del suelo contiene los elementos litogénicos en la misma concentración que la corteza terrestre, la concentración de polvo es normalizada respecto a la corteza continental superior (Wedepohl, 1995). El flujo de polvo fue calculado usando la suma de REE y Ti de manera separada, siguiendo las ecuaciones (Shotyk et al., 2002)

Ecuación 4: $\text{Dust-flux}_{\text{REE}} \text{ (g m}^{-2} \text{ a}^{-1}) = (\sum[\text{REE}]_{\text{muestra}} / \sum[\text{REE}]_{\text{UCC}}) * A * \rho * 10000.$

Ecuación 5: $\text{Dust-flux}_{\text{Ti}} \text{ (g m}^{-2} \text{ a}^{-1}) = ([\text{Ti}]_{\text{muestra}} / [\text{Ti}]_{\text{UCC}}) * A * \rho * 10000.$

con $\sum[\text{REE}]_{\text{muestra}}$ y $[\text{Ti}]_{\text{muestra}}$ la suma de la concentración de las REE y Ti en cada muestra, ($\mu\text{g g}^{-1}$), $\sum[\text{REE}]_{\text{UCC}}$ $[\text{Ti}]_{\text{UCC}}$ la suma de la concentración de REE y Ti en la corteza continental (144.3 y $4010 \mu\text{g g}^{-1}$ respectivamente) (Wedepohl, 1995), ρ la densidad total (g cm^{-3}) y A que es la tasa de acumulación de turba (cm a^{-1}), en base al largo de las muestras (cm) y su diferencia de edad entre techo y base (años). Finalmente se multiplica por 10000 para obtener valores en m^{-2} .

5. RESULTADOS

A continuación, se presentan los resultados de los análisis físicos y químicos realizados en los testigos RRBC, RRBD Y RRBE. Las muestras de RRBC son consideradas como testigo maestro en todos los análisis.

5.1 Contenido de ceniza y densidad total seca

Los tres perfiles de ceniza presentan un registro similar, consistente en una secuencia plana seguida de picos correlacionables en profundidad (Figura 15),

desde la superficie hasta los 100 cm de profundidad. Si bien los picos en el testigo RRB-C (45 cm), RRB-D (60 cm) y RRB-E (46 cm) presentan distintas magnitudes (50%, 20% y 15% respectivamente), estos se diferencian plenamente de la señal base que oscila entre 0.1 y 3%.

Luego desde los 80 cm, 115 cm y 82 cm respectivamente en los tres testigos, los valores de ceniza tienen una mayor variación, superando en varios tramos el 5% de ceniza. Este cambio de la señal base presenta una mayor variación y magnitud, con un aumento en la señal base y presencia de varios picos de posible origen volcánico. Es notable indicar que la presencia de *Sphagnum magellanicum* es abundante y totalmente reconocible desde el tramo inicial (hacia el techo) con señal relativamente plana (entre 0-80 cm en RRB-C), desapareciendo completamente una vez que se supera este umbral en profundidad. Entonces tomando en cuenta el aumento de la cantidad base de ceniza y la ausencia de especies vegetales típicas de turbera ombrotónicas, es atribuible esta diferencia en la señal de ceniza como un cambio en el estado trófico de la turbera, estableciendo un paso ombrotónico con aporte minerogénico sólo atmosférico a uno minerotrófico avanzando en profundidad, relacionado a múltiples aportes de contenido mineral en el tramo 80-90 cm de manera transicional, y de 90cm a la base de forma total para el testigo RRBC.

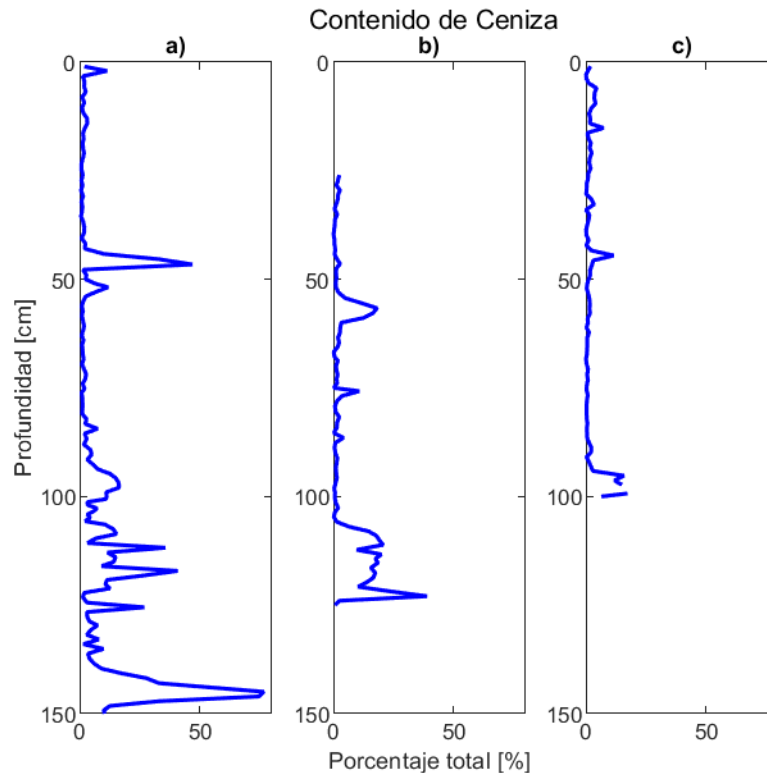


Figura 15: Contenido de ceniza

Contenido de ceniza para testigos a) RRB-C, b) RRB-D y c) RRB-E

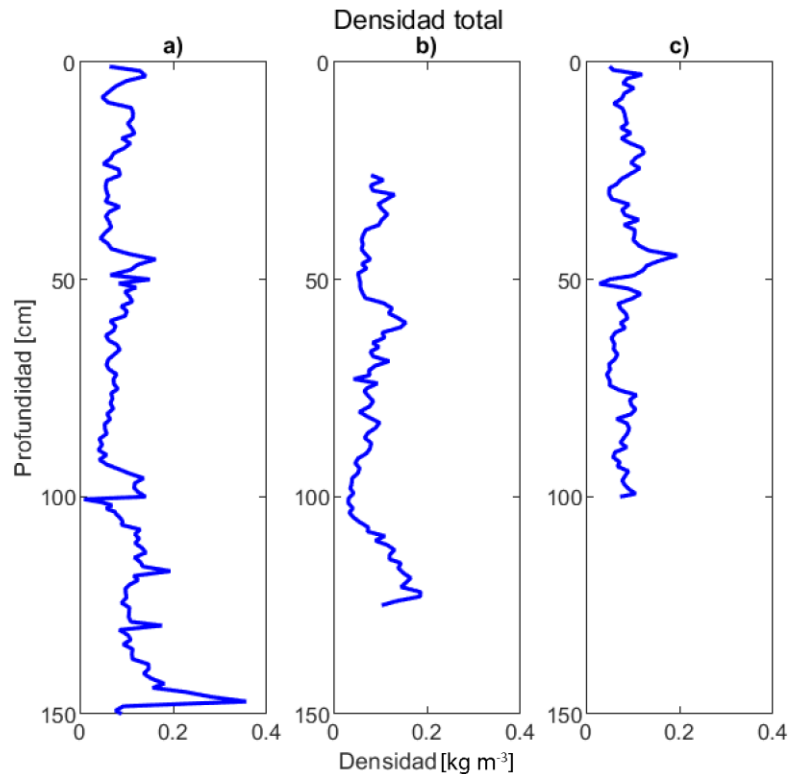


Figura 16: Densidad.

Densidad total seca para testigos a) RRB-C, b) RRB-D y c) RRB-E.

La densidad total medida en las muestras secas, también muestra una gran correlación entre los tres testigos (Figura 16). Sin embargo, aquí hay mayores diferencias en rangos más finos posiblemente debido a la naturaleza de la medición sometida a efectos de la compresión del testigo y del reacomodo inherente de las muestras al ser sacadas de la profundidad.

De esta manera, sigue un patrón parecido en los segmentos identificados en el contenido de ceniza, con una señal en general sin tendencias claras en los primeros 80, 105 y 82 cm respectivamente para C-D-E, y con un aumento en la densidad centrados en torno a las profundidades 45 cm, 60 cm y 46 cm. Luego se observa un aumento sostenido de las densidades en los testigos B y C, asociado posiblemente a una compresión por enterramiento, con una superposición de al menos 3 picos distinguibles (117cm - 130cm - 147cm) en el testigo C.

5.2 Mediciones de XRF

Las mediciones de XRF determina una gran cantidad de elementos, pero sólo se analizaron Ca, Ti, Zr y K debido a que fueron los que tuvieron mediciones de error menores a la magnitud de su medición en la mayoría de los puntos medidos, además de ser elementos atingentes a la interpretación ambiental

del registro. Ti, Zr y K presentan casi idénticos patrones en su señal (Figuras 17,18 y 18) para los distintos testigos medidos, sólo difiriendo principalmente en la magnitud de sus concentraciones (Ti ~10-2000 ppm, Zr ~1-70 ppm y K ~50-8000 ppm). Se observa que en los tres testigos, al igual que en los análisis de ceniza, existe una alta correlación entre los testigos paralelos, además de una correspondencia muy buena ($R^2=0.96$) entre la concentración de Ti y el contenido de ceniza (Figura 20), donde se identifica la misma distribución de segmentos del registro, reconociéndose la señal relativamente plana descrita anteriormente en los primeros 80 cm del testigo RRB-C de Ti, con picos en las profundidades 40-112-118 cm, y un aumento más prolongado a los 145 cm hacia la base. Sin embargo, hacia el techo del testigo hay un comportamiento distinto en la porción somera del registro principal, con Ti y Zr aumentando de golpe hacia la superficie, mientras que K aumenta con anterioridad (5 cm) de manera prolongada.

Estos tres aumentos, pueden ser debido a un aumento de señal antropogénica en la zona, cuyas actividades industriales y ganaderas pudieron presentar una mayor disponibilidad de material listo para ser transportado que llega al sitio de la turbera, pero siendo afectado de manera distinta en cada elemento. Por otro lado, el aumento repentino de estos elementos en los primeros tres picos (40-112-118 cm en RRB-C), permite establecer con mayor confiabilidad el origen volcánico de estos, pues al encontrarse de manera súbita elementos litogénicos en un corto periodo de tiempo, representaría la consecuencia típica de la deposición rápida de material piroclástico que añade una cantidad anómala de elementos litogénicos.

Por otro lado, el registro de Ca no presenta los picos presentes en Ti-Zr-K (Figura 21), sólo una señal relativamente plana en los primeros 70 cm, con una subida en el segmento 70-90 cm, y luego en desde 100-150cm en el testigo RRB-C. Su magnitud varía entre 500-10.000 ppm.

Una explicación de la alta variabilidad de la señal de Ca y de la mayor extensión de los picos comparados con los otros elementos, es la adsorción de Ca^{+2} por difusión hacia la superficie de segmentos de turba más ricos en calcio (Weiss 1997). Así, es posible que sobre el tiempo se conduzca una señal original de turbera ombrotrofica en el perfil de Ca, a la cual se le empieza a superimponer una señal minerotrofica, debido al desplazamiento del Ca en dirección hacia la superficie.

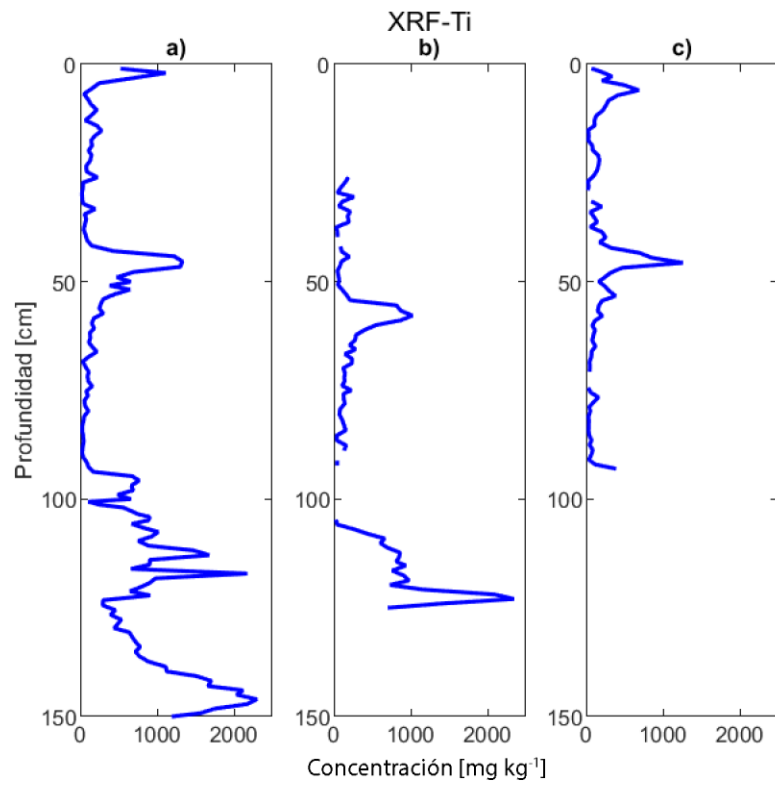


Figura 17: XRF-Ti.

Concentración de Ti medida por XRF para los testigos a) RRBC, b) RRBD y c) RRBE.

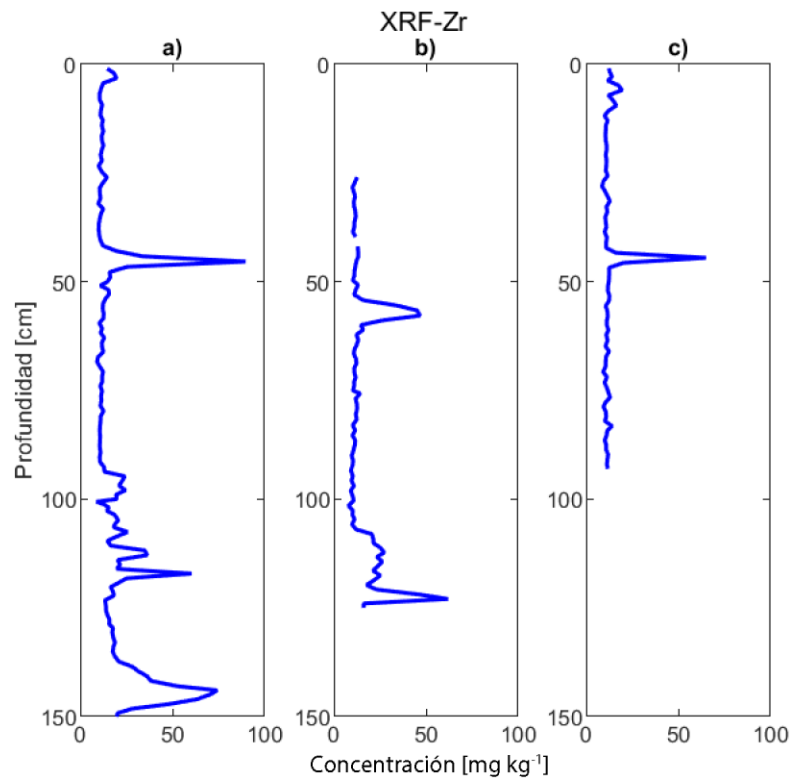


Figura 18: XRF-Zr.

Concentración de Zr medida por XRF para los testigos a) RRBC, b) RRBD y c) RRBE.

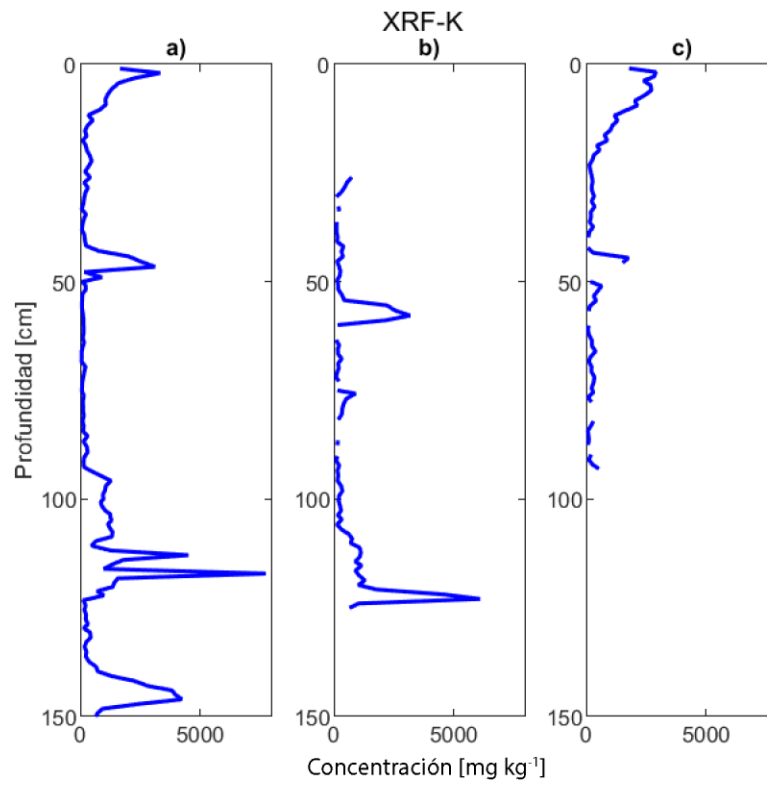


Figura 19: XRF-K.

Concentración de Zr medida por XRF para los testigos a) RRBC, b) RRBD c) RRBE.

Contenido de ceniza y Ti (XRF)

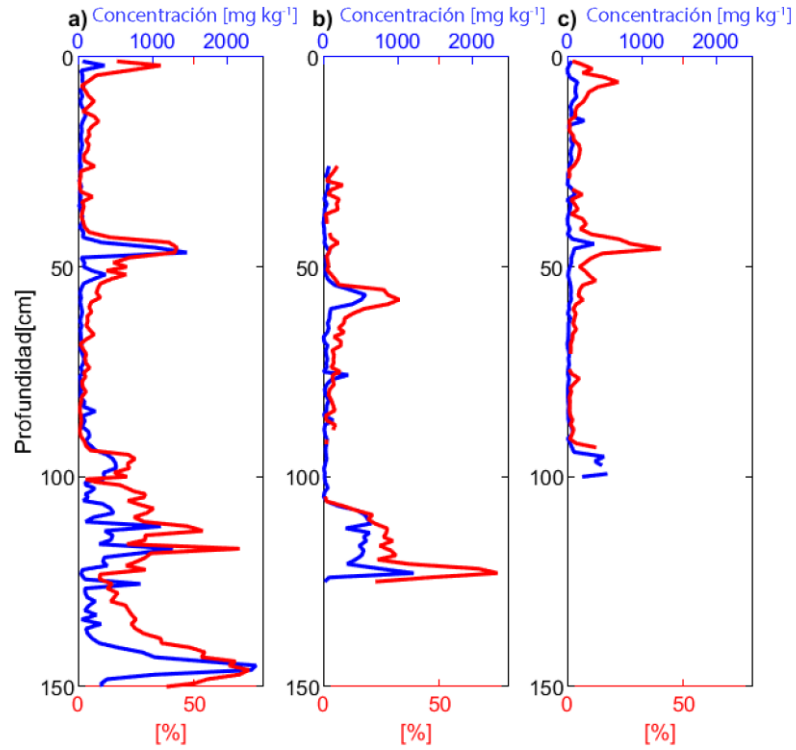


Figura 20: XRF-Ti y Ceniza.

Figura 20: Concentración de Ti medida por XRF en azul, y contenido de ceniza en rojo para los testigos a) RRB-C, b) RRB-D y c) RRB-E.

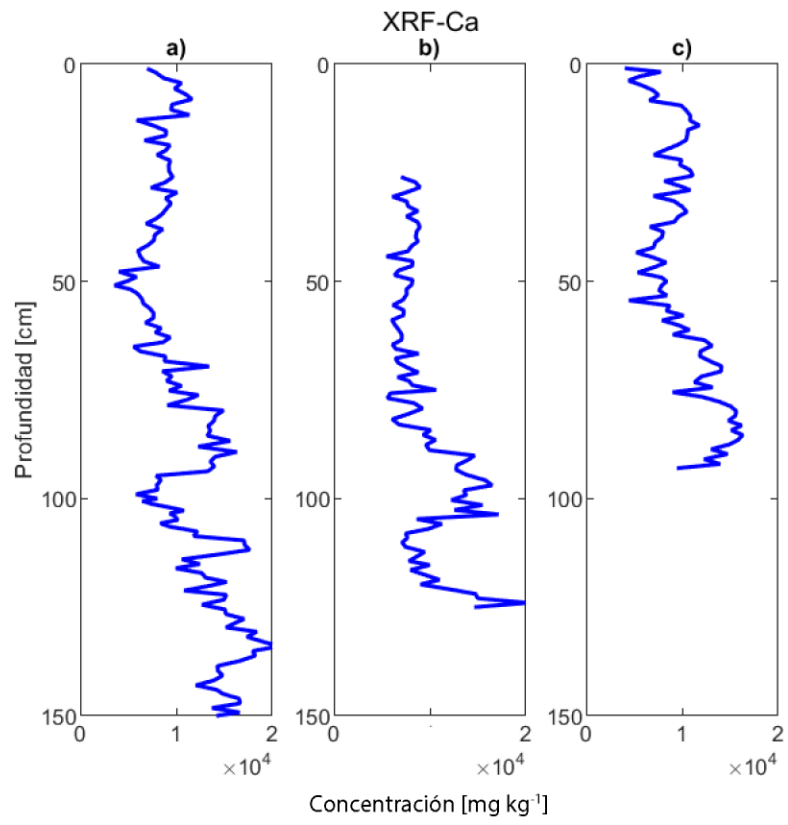


Figura 21: XRF-Ca.

Concentración de Ca por XRF para testigos a) RRB-C, b) RRB-D y c) RRB-E

5.3 Dataciones

Para los testigos RRB-C, RRB-D Y RRB-E, los resultados de las mediciones de edades radiocarbónicas de los segmentos datados son presentadas en detalle en la sección del apéndice A-B, y en forma gráfica en la Figura 22, mientras que los resultados de la modelación de la edad *versus* la profundidad se presentan en la Figura 23, y la tasa de acumulación en el perfil en la Figura 24. Este modelo representa al testigo principal RRB-C, con incorporaciones de dataciones de los testigos RRB-D y RRB-E a partir de edades con profundidades correlacionadas a partir del registro de ceniza y Ti. Esta medida se toma debido a que las edades de los tres testigos son totalmente consistentes entre sí en sus profundidades, tomando en cuenta las altas correlaciones entre contenido de ceniza y concentración de Ti, y asumiendo que en el rango en que se encuentran distanciados estos tres sitios de extracción de los testigos es menor a 1 metro, son interpretados con un control cronológico similar. En este sentido son incorporadas en el control cronológico del testigo RRB-C las edades correlacionadas por profundidad de los testigos RRB-D Y RRB-E para una mayor resolución.

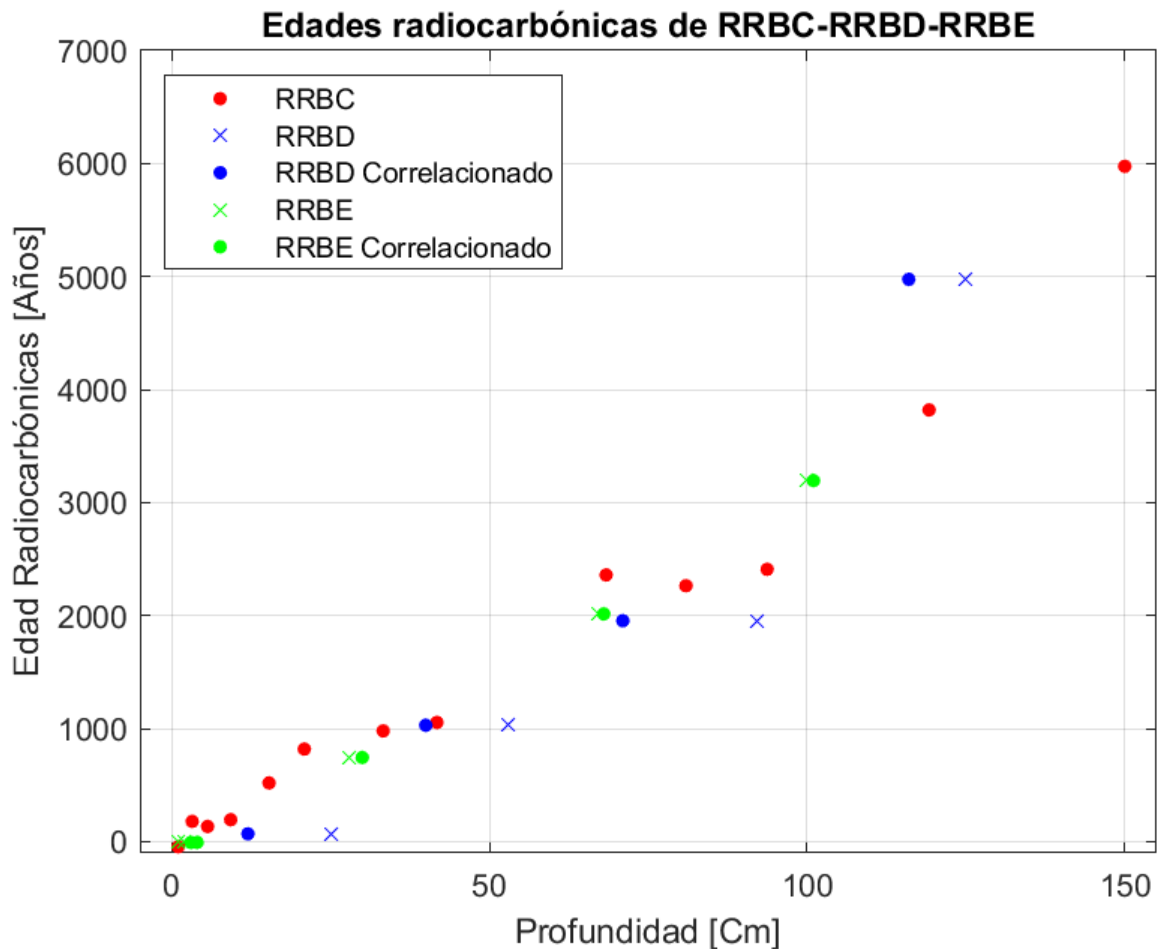


Figura 22: Mediciones de ^{14}C .

Dataciones radiocarbónicas para los tres testigos, junto a edades correlacionadas entre los distintos testigos a partir del contenido de ceniza y geoquímica elemental.

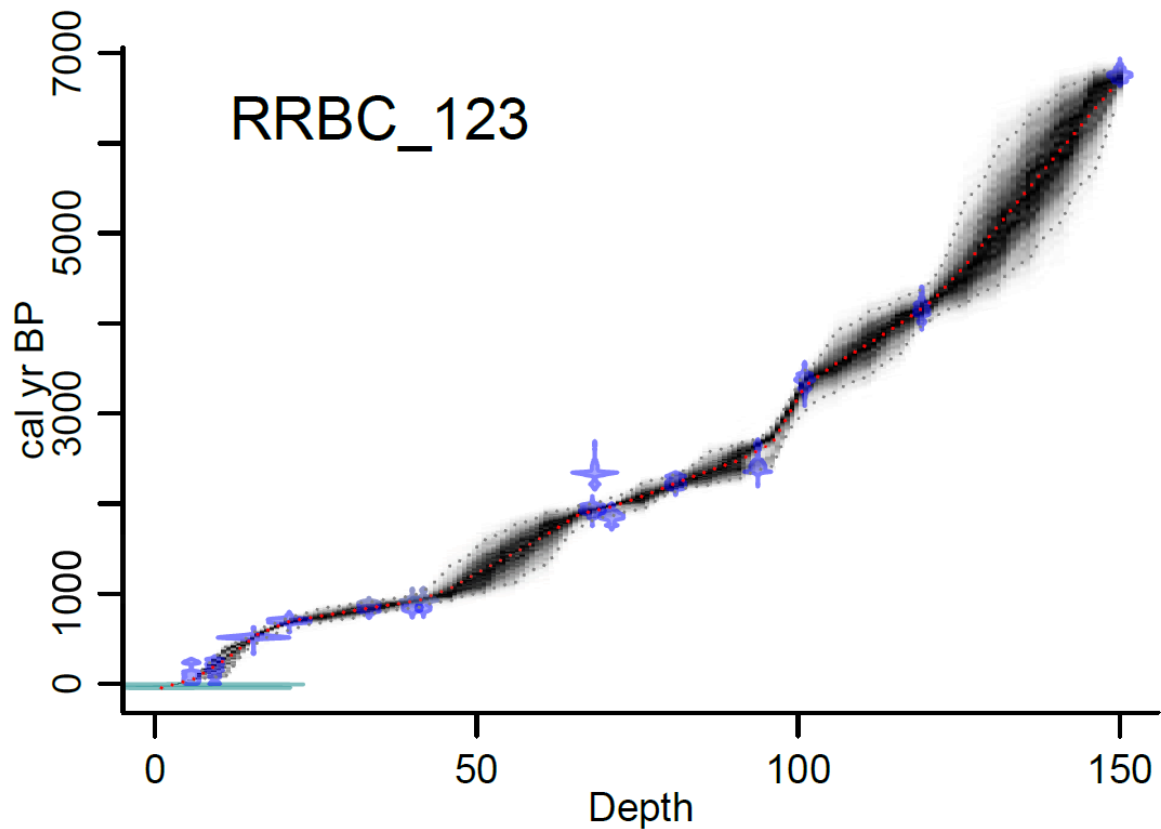


Figura 23: Modelo de edad.

Modelo de edad con profundidad realizado en Software BACON. En azul, las edades calibradas, en rojo es la media del modelo de edad, y en negro la probabilidad de obtener edades diferentes dentro del modelo.

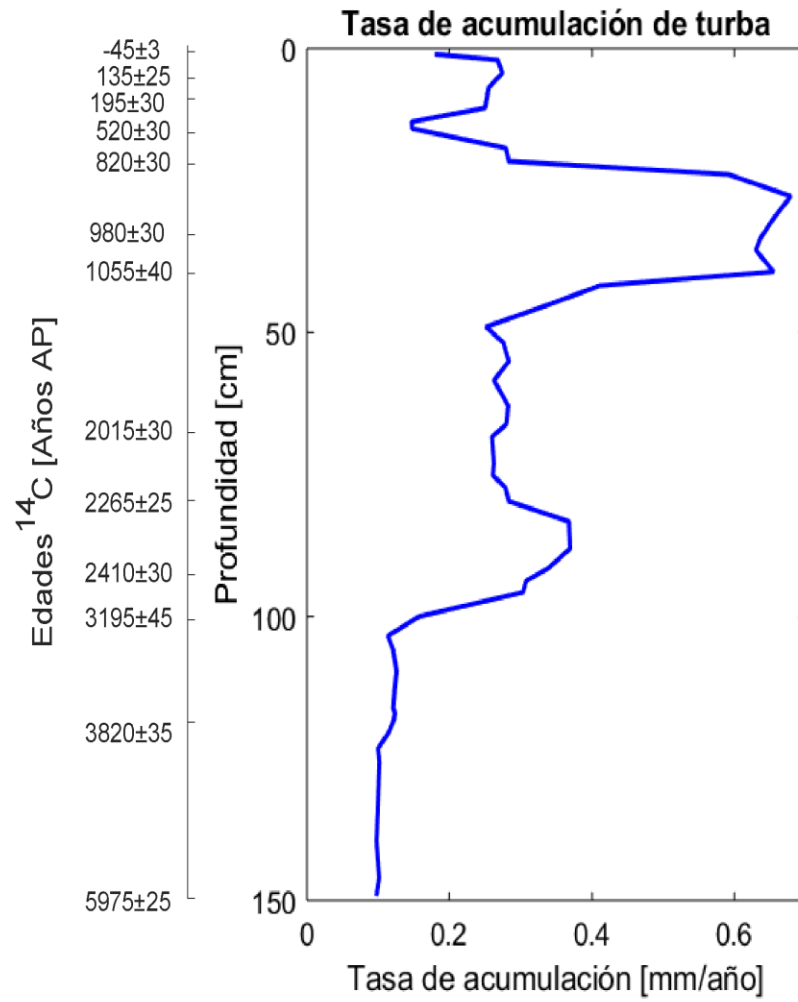


Figura 24: Tasa de acumulación.

Acumulación anual de crecimiento de la turbera calculada para el testigo RRBC.

5.4 Tamaño de grano

El tamaño de grano determinado en la porción inorgánica correspondiente a ceniza para los primeros 100m es mostrado en la figura 24a, donde puede observarse una variación en el rango 10 μm a 1 mm, dominando las partículas de tamaño arcilla/limo (2-63 μm), y ocasionalmente arena (63 μm a 2mm). La distribución del tamaño de grano se presenta relativamente constante entre 0-45 cm, con un descenso en general del tamaño en toda la distribución en los segmentos 22-26 cm, 65-72 cm y 80-90 cm. La media del tamaño de grano se presenta en la figura 24b en la escala phi ($\Phi = -\log_2[\text{Tamaño}]$), que es una escala de tamaño de partículas, basada en la escala geométrica de granulometría estándar de Udden-Wentworth (Krumbein, 1938), junto con la predicción en base a la estadística de la geoquímica de elementos litogénicos.

Esta muestra una gran correspondencia en general entre lo medido y lo predicho, con un error de 25%. Sin embargo, el tamaño de grano en este contexto debe ser analizado con cautela y sólo interpretarse en sus cambios de patrón de primer orden, y no en la variabilidad fina que induciría error pues se basa en pocos puntos de medición. Con estas precauciones, la media presenta un aumento general de tamaño phi 6 a 4, desde la superficie a los 50 cm, para luego descender de media 4 a 6 desde 50 a 90 cm. Estas tres tendencias son caracterizadas por distribuciones específicas que representan de manera detallada la conformación de los tamaños de grano (Figuras 25c, d y e). Entre 0 cm y 50 cm se presenta una distribución unimodal, y marcadamente bimodal en 26 cm. Los picos están centrados entre 10 y 100 μm , mientras que en 52 cm se da una distribución bimodal aplanada, con valores que varían entre 10 y 1000 μm . En el rango 60-100 cm se presentan distribuciones unimodales centrada a 10 μm , con una mayor magnitud relativa a todos los demás segmentos.

Esta muestra una gran correspondencia en general entre lo medido y lo predicho, con un error de 25%. Sin embargo, el tamaño de grano en este contexto debe ser analizado con cautela y sólo interpretarse en sus cambios de patrón de primer orden, y no en la variabilidad fina que induciría error pues se basa en pocos puntos de medición. Con estas precauciones, la media presenta un aumento general de tamaño phi 6 a 4, desde la superficie a los 50 cm, para luego descender de media 4 a 6 desde 50 a 90 cm. Estas tres tendencias son caracterizadas por distribuciones específicas que representan de manera detallada la conformación de los tamaños de grano (Figuras 25c, d y e). Entre 0 cm y 50 cm se presenta una distribución unimodal, y marcadamente bimodal en 26 cm. Los picos están centrados entre 10 y 100 μm , mientras que en 52 cm se da una distribución bimodal aplanada, con valores que varían entre 10 y 1000 μm . En el rango 60-100 cm se presentan distribuciones unimodales centrada a 10 μm , con una mayor magnitud relativa a todos los demás segmentos.

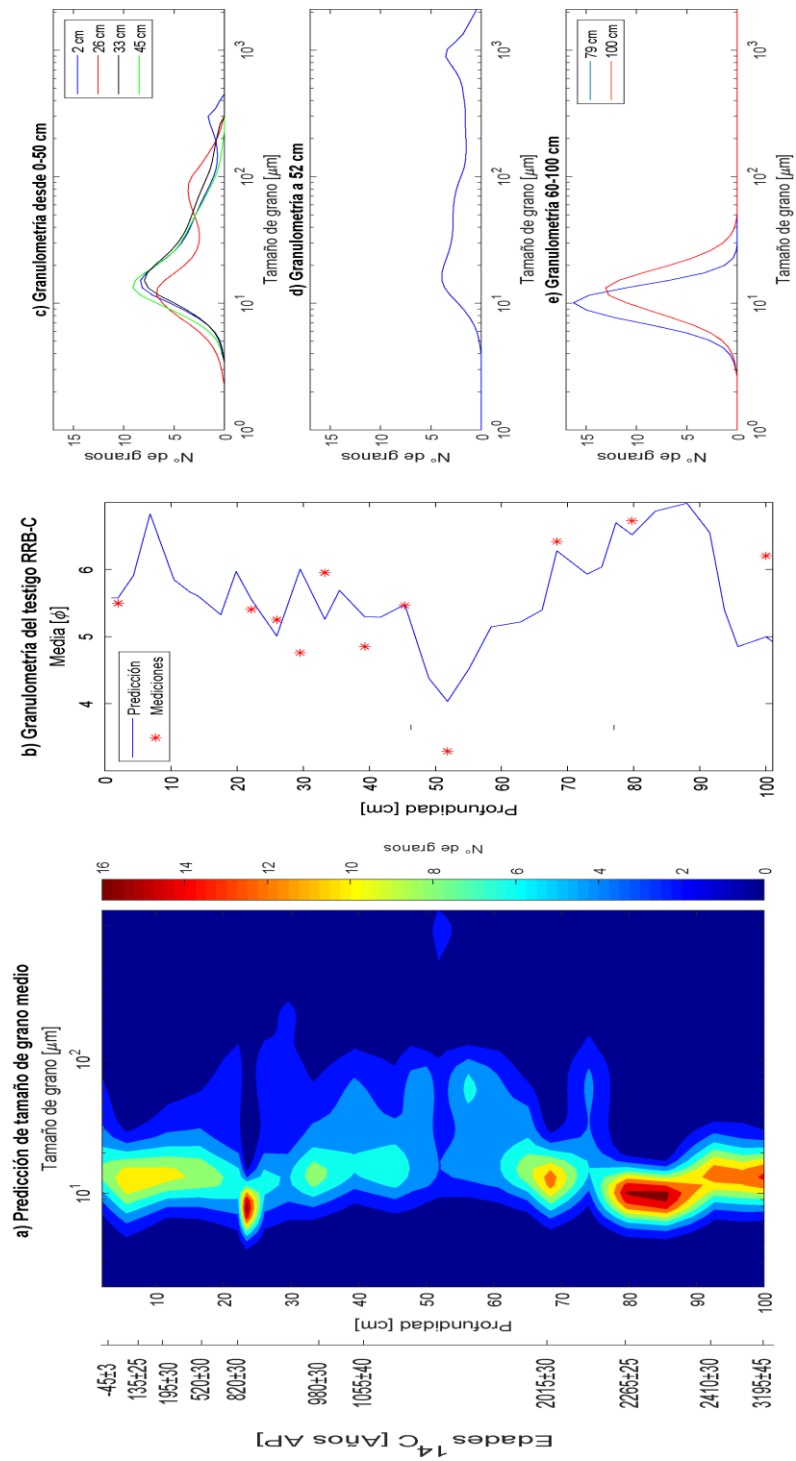


Figura 25: Granulometría.

a) Mapa de distribución de la ocurrencia de tamaños de grano a lo largo de los primeros 100 cm de RRB-C. b) Media de granulometría en medida y predecida por método de Liu et al. (2019). Distribución granulométrica en c) 26 cm d) 52 cm e) 80 cm

5.5 Distribución de elementos menores

Las mediciones de ICP-MS fueron realizados sólo en el testigo RRB-C. Los resultados obtenidos para el control de calidad realizados en material de referencia certificado presentan un error aproximado de 10-20% en los elementos mayores (Na, Fe, Ca) y de 15% para las REE que presentan valores comparables (Ver anexo D). En general todas las mediciones estuvieron por bajo de los valores reportados certificados.

Considerando las tierras raras desde el Lantano (La) al Europio (Eu), se presentan perfiles de concentración en profundidad similares entre elementos de REE, variando solo en magnitud, en el rango de 0.01 a 1 mg/kg (Figura 26). Las REE presentan un patrón de comportamiento y variación bastante similar a los presentados por elementos litogénicos como el Ti y Zr (confirmados posteriormente por análisis de ACP). Las mayores concentraciones de REE se encuentran en los mismos picos descritos anteriormente (45-112-117 cm de profundidad), mientras que, hacia la base, hay una tendencia general creciente.

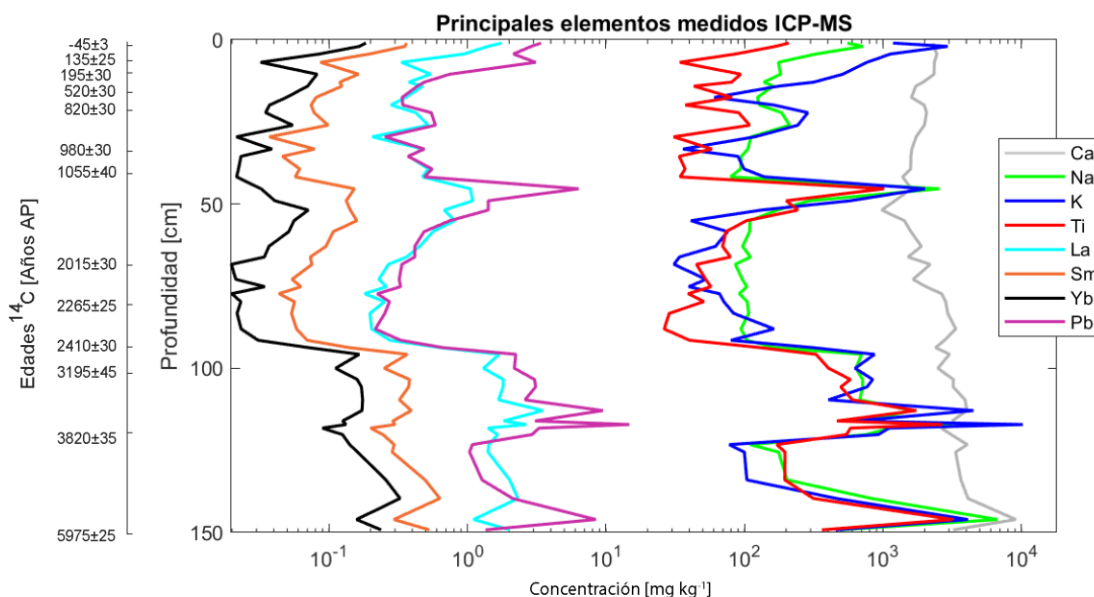


Figura 26: Geoquímica ICP-MS.

Concentraciones elementales realizadas mediante ICP-MS, del testigo RRBC.

Los factores de enriquecimiento son muy útiles para evaluar e interpretar la contribución de una fuente específica de polvo debido al fraccionamiento de las partículas minerales durante el transporte (Sapkota, 2006). Usando un elemento litogénico que no sea afectado por disolución en ambientes ácidos, es posible calcular un factor de enriquecimiento que permita diferenciar un aporte o fuente distinto al de la corteza. Aquí son usados como elementos

litogénicos Ti y Sc, debido a que se originan desde fuentes naturales de erosión, pudiendo aislar fuentes volcánicas o antropogénicas, además de presentarse ambos en distintas magnitudes en sus variaciones. La expresión que permite evaluar este factor de manera general es (Shotyk et al., 2002):

$$\text{Ecuación 6: } EF_{\text{elemento}} = \frac{(\text{elemento}_{\text{evaluado}}/\text{elemento}_{\text{litogénico}})_{\text{muestra}}}{(\text{elemento}_{\text{evaluado}}/\text{elemento}_{\text{litogénico}})_{\text{UCC}}}$$

Donde básicamente se compara la concentración de un elemento a evaluar con respecto a un elemento litogénico, y esta razón se divide por la misma razón encontrada de forma general en la corteza continental (UCC) (Wedepohl, 1995) para los mismos elementos.

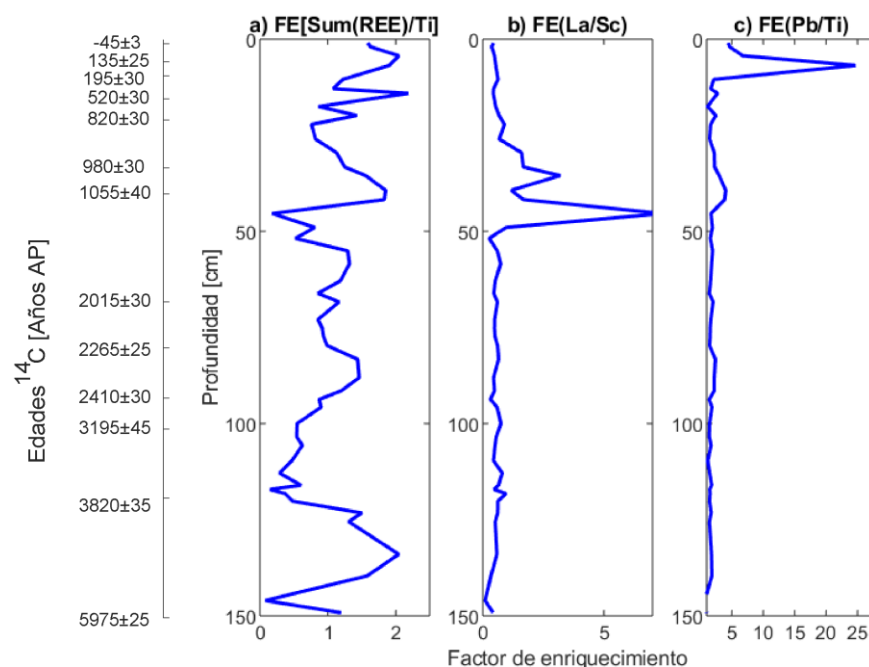


Figura 27: Factores de enriquecimiento.

Factores de enriquecimiento para testigo RRB-C. a) REE/Ti, b) La/Sc y c) Pb/Ti

Así, se compara los factores de enriquecimiento de las razones La/Sc, Pb/Ti, y SUM(REE)/Ti (Figura 27). Donde La/Sc, muestra una señal plana, salvo en el pico en 45cm, donde hay un gran enriquecimiento por posible actividad volcánica. La señal de Pb/Ti, puede ayudar a discernir posible contaminación por metales pesados, y el registro muestra un aumento significativo en la porción superior, casi llegando al techo (2-5 cm, entre -22 y 20 años cal AP). La suma de las REE considera un comportamiento común de todas estas, por lo que se reduce la dimensionalidad de su estudio. Las cuales, a pesar de mantener una forma similar al patrón de Ti, presenta grandes variaciones en el enriquecimiento respecto a este elemento. Variando anti-correlativamente entre 25-120 cm de profundidad. Estas variaciones permiten establecer

diferencias entre las distintas señales de los elementos litogénicos, y desarrollar los argumentos para definir qué elemento es más apropiado para reconstruir los flujos de polvo captando al máximo posible su variabilidad (ver discusión sección 6.2).

5.6 Calibración de XRF mediante ICP-MS

Los resultados cuantitativos de ICP-MS fueron comparados con las mediciones del XRF portátil realizadas en las mismas muestras, permitiendo refinar estos resultados a través de su calibración, considerando el ICP-MS como los resultados guía. Los resultados de los análisis de regresión muestran altos valores de ajuste R^2 , correspondientes al coeficiente de determinación. Estos son de $R^2=0.9$ para el caso de Ti, y $R^2=0.92$ para Zr (Figura 28). En las mediciones de concentración de ICP-MS los valores fueron en general más bajos que las concentraciones obtenidas por XRF. Se generaron funciones de transferencia a partir de esta calibración para completar el registro por XRF de Ti y Zr de todo el testigo RRB-C.

La subestimación específica para los elementos obtenida por la técnica de XRF, indica que este método sólo debe ocuparse para obtener cambios relativos en señales geoquímicas y no concentraciones cuantitativas, por lo que necesariamente debe ser calibrado con algún método robusto analítico. En este caso, las relaciones son de polinomios de orden dos, y no lineales como se ha reportado en estudios recientes que han adoptado métodos de calibración similares mediante ICP-MS y ICP-OES (Shuttleworth et al., 2014; Von Scheffer et al., 2019) además que estos presentan una sobre-estimación y no una sub-estimación, asociada a una digestión incompleta de los elementos mediante las técnicas analíticas. En el presente caso la subestimación puede deberse a la presencia de materia orgánica no pesada (acorde con los perfiles de baja densidad) que deberían resultar en una subestimación de elementos pesados en los análisis de XRF según Lowemark et al. (2011).

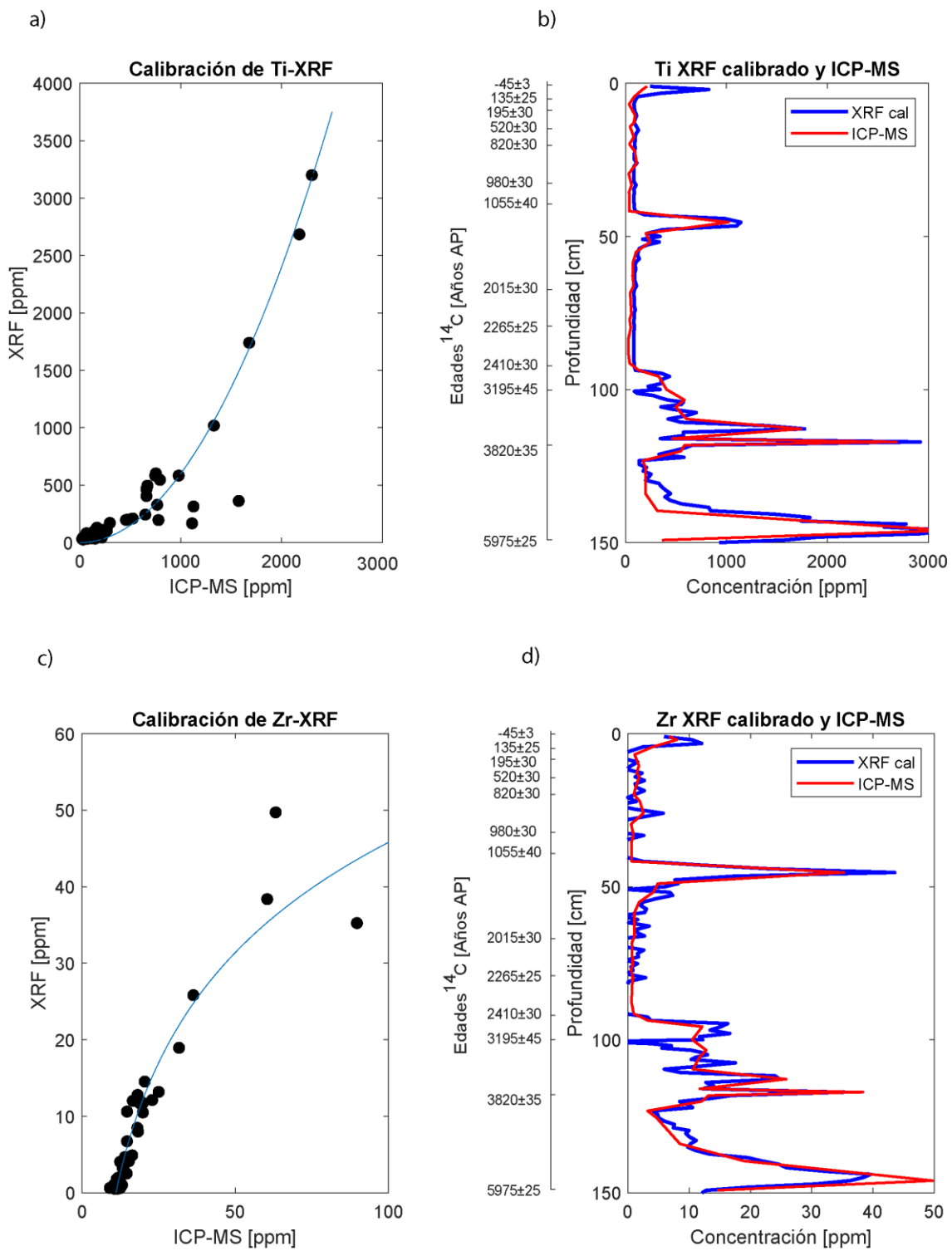


Figura 28: Calibración XRF

A la izquierda a)-c), gráfico de dispersión de mediciones de Ti (arriba) y Zr (abajo) para XRF y ICP-MS, a la derecha b)-d) comparación de XRF calibrado y mediciones por ICP-MS

5.7 Análisis de Componentes Principales (ACP)

Los resultados del ACP son mostrados en la presentación de los Z-scores de los componente principal en la Figura 29 y la Fracción de la comunalidad de los elementos en la Figura 30. Tres componentes explican el 93% de la varianza en el set de datos geoquímicos. El primer componente (PC1) explica el 80% de la varianza, y la fracción de comunalidad, referente a la proporción de la varianza explicada por los factores comunes en una variable, muestra predominancia de las REE, Zr, Th y U en este componente. El segundo componente (PC2) explica 7% de la varianza y se expresa principalmente en los elementos Ti, Pb, Sc, Cs, Rb y K. Aunque estos elementos tienen una gran fracción de comunalidad correspondiente a PC1, presenta valores menores a 0.8 en estos elementos, y tienen valores de comunalidad mayores a 0.1, lo que hace que sean relativamente menos representados por PC1, y mayormente representados por PC2. Por último, el PC3 presenta una varianza explicada de 6%, y los elementos Na, K, Ca, Sr y Mg son los que presentan una mayor fracción de comunalidad por parte de PC3, considerando una combinación PC1 Y PC2 mucho menor que todos los elementos restantes. Los patrones de los Z-scores de los componentes principales (Figura 29), muestra picos en la señal de PC2, idénticos a los descritos anteriormente en los análisis de contenido de ceniza y geoquímica. PC1 representa muy bien la interface Ombrotrofica-Minerotrofica, con valores más altos hacia la base asociada al régimen minerotrófico, por debajo de los 80cm, mientras que hacia el techo presenta valores en general más bajos, considerando aumentos en los rangos de 80-50 cm y 45-0 cm de profundidad.

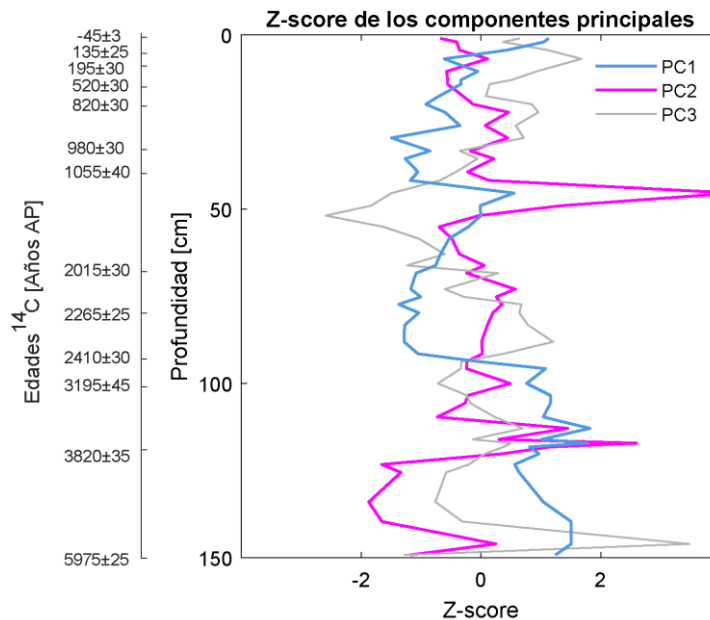


Figura 29: Z-scores de ACP

Componentes principales expresados en sus Z-scores, del testigo RRBC



Figura 30: Comunalidad ACP

Fracción de la comunalidad que representan la varianza de cada elemento asignada a cada componente principal

5.8 Flujos de polvo

Los flujos de polvo calculado desde las REE y Ti, presentan similitudes en los patrones y órdenes de magnitud, pero se pueden reconocer diferencias importantes (Figura 31).

En forma general los valores se sitúan entre 0.1-8 g/a/m² y 0.2 -3.5 g/a/m² para Ti y REE. Los picos de origen volcánico son mucho más fuertes en el registro de Ti (4-8 g/a/m²), comparado con las REE (2-3 g/a/m²), estableciendo una mayor idoneidad para Ti como indicador de volcanismo. Luego, en la parte ombrotrofica, entre 2500 y 1100 años AP, hay una tendencia al aumento del flujo mucho más visible en las REE (0.5 g/a/m²), mientras que desde 900 a -80 años AP, se presenta una señal plana rondando en 0.5 g/a/m², que crece de manera abrupta en el periodo -80-20 años AP por una posible influencia antropogénica. En el periodo 2800-6800 años AP, los valores basales de la señal son en general mayores (casi en un factor 2) para REE y Ti, correspondiente con un régimen minerotrófico.

A modo de síntesis se incluyen dos cuadros resumen con las mediciones físicas y químicas, junto a estratigrafía y dataciones para el testigo RRB-C (Figura 32 y 33)

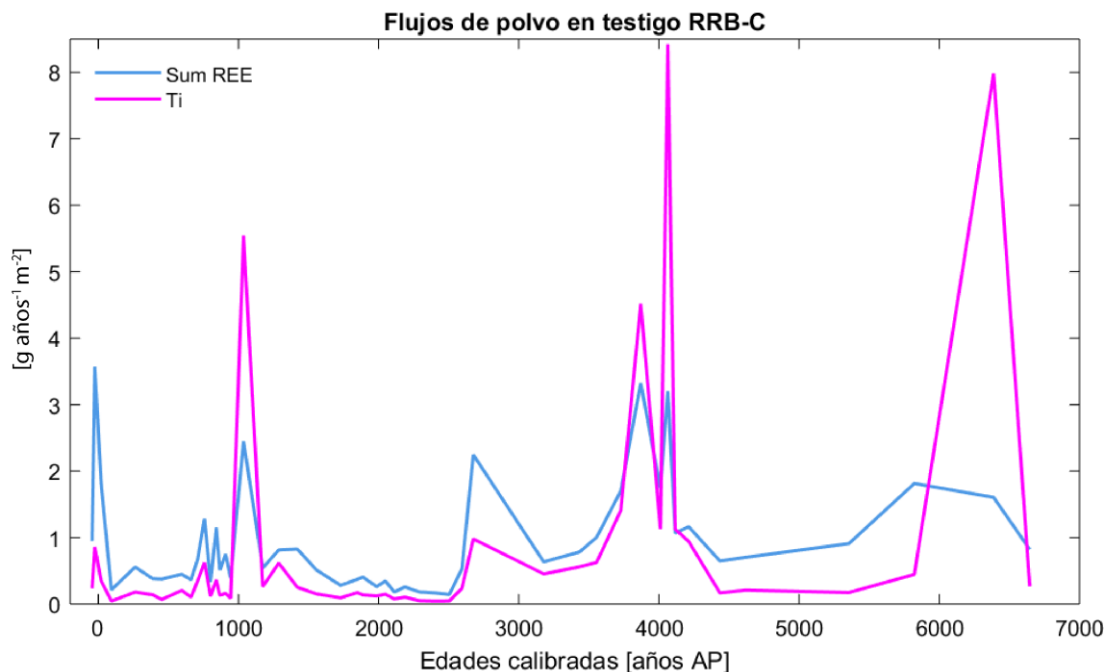
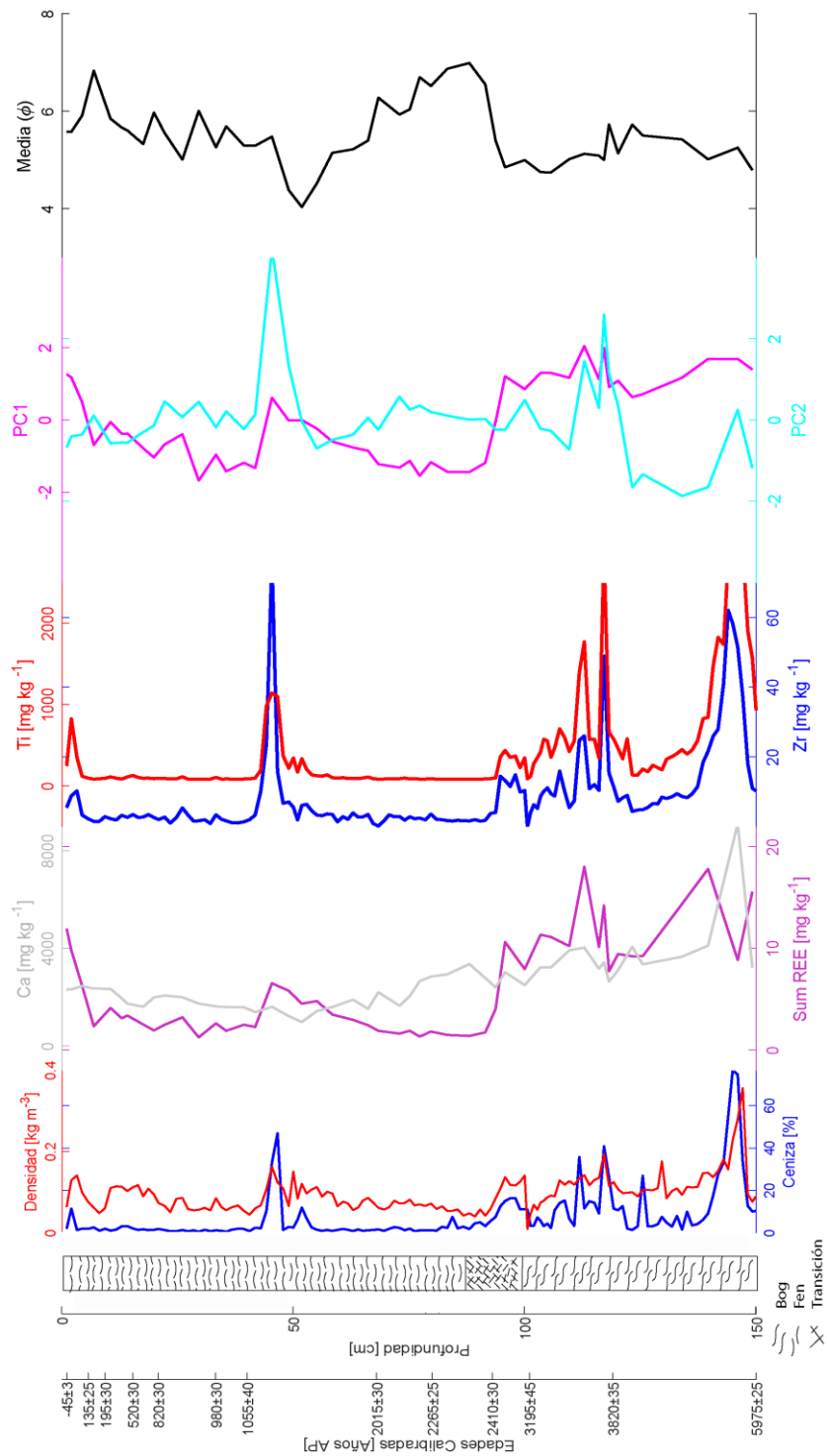


Figura 31: Flujos de Polvo

Cálculo de flujos de polvo para testigo RRB-C, considerando mediciones de Ti y REE, además del modelo de edad desarrollado.

Figura 32: Panel resumen 1



Panel resumen con las mediciones de los testigos RRB-C-1-2-3, considerando estratigrafía, Contenido de ceniza, densidad, Ca-Ti-K por XRF, Suma de REE por ICP-MS, PC1 y PC2, junto con la media de la granulometría de la porción de ceniza

Figura 33: Panel resumen 2

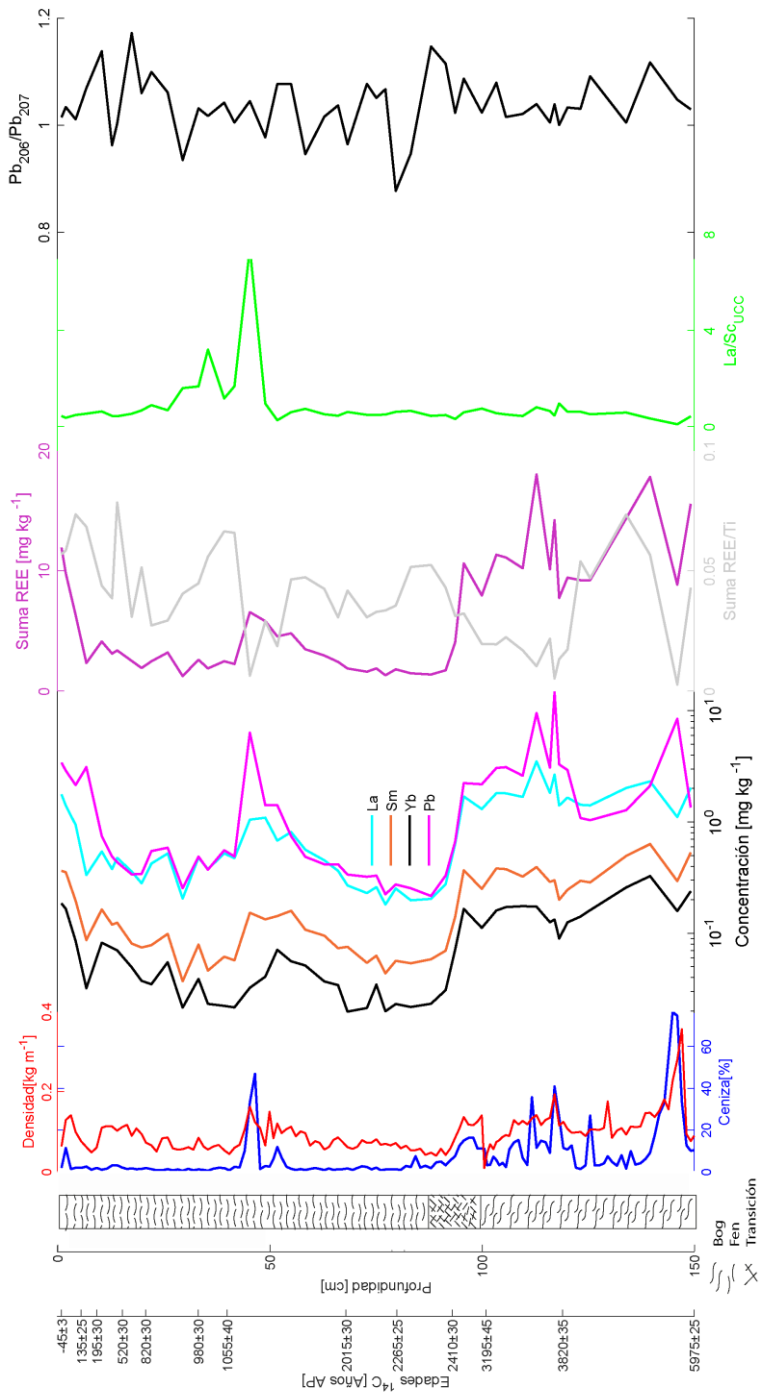


Figura 33: Panel resumen con las mediciones de los testigos RRB-C-1-2-3, considerando estratigrafía, Contenido de ceniza, densidad, La-Sm-Yb-Pb por ICP-MS, Suma de REE por ICP-MS, junto con las razones de La/Sc y Pb206/Pb207

6. DISCUSIONES

6.1 Estado trófico

Este estudio sugiere un cambio en el estado trófico en la turbera de minerotrófico a ombrotrofico, que es muy común en las turberas de Patagonia durante el Holoceno (Díaz et al., 2015), presentándose aquí una frontera transicional entre las edades 2500-2800 cal AP. Sin embargo, la fecha de este cambio difiere bastante al reportado en el mismo sitio por Huber y Markgraf (2003) y Huber et al. (2004). En esos estudios, esta transición se basa en la ocurrencia de *Sphagnum Magellanicum*, y es determinada su edad en torno a los 5000 años cal AP mediante dataciones en los sistemas ^{14}C y ^{210}Pb . La causa de esta diferencia puede estar relacionada a la metodología utilizada por los autores. En la estimación del periodo involucrado en la transición sólo se consideraron tres dataciones de ^{14}C y no se ocupó una curva de calibración para el Hemisferio Sur, mientras que en el presente estudio un total de diecisiete dataciones por ^{14}C son ocupadas en el mismo segmento, generando un nuevo modelo de edad y profundidad más robusto, con una mucho mayor resolución y coherencia espacial, debido a la replicación de las dataciones en testigos paralelos.

Las grandes diferencias pueden ser explicadas por un aumento en la precisión de los sistemas de datación en la actualidad, y por diferencias en los puntos exactos de muestreo. Mientras que en este trabajo se focalizaron esfuerzos en determinar el punto de mayor profundidad de depósito de turba en la cuenca, en el trabajo de Huber et al. (2003, 2004) no se ahonda en mayores detalles sobre el método exacto. Así, diferentes sitios dentro de la turbera pudiesen presentar distinta sensibilidad frente a cambios medioambientales, afectando de manera distinta las tasas de crecimiento de turba, y deposición de elementos. También el sistema de muestreo ocupado en los estudios de Huber es a través del equipo Livingstonetm, que es menos adecuado para este tipo de depósito debido a que genera mucha compresión en los testigos que extrae, pudiendo modificar los resultados obtenidos.

Un buen modelo cronológico es el punto de partida para estudios de reconstrucción climática, pues permite comparar distintos registros en un marco temporal común, pudiendo establecer tendencias y eventos. Así, este cambio en el control cronológico de la turbera de Río Rubens adquiere importancia debido a que ha sido un punto de comparación importante para estudios paleoambientales en la región (e.g., Lamy et al., 2010; Moreno et al., 2018; Nannavati et al., 2019). Este trabajo presenta una actualización de las edades registradas en la turbera, y, por lo tanto, una reinterpretación de los procesos de formación de éstas, los cuales deben tomarse en cuenta en futuras comparaciones de registros del Holoceno en la región.

6.2 Señal de Polvo y volcanismo

El polvo en Patagonia es generado por dos procesos principales, i) Producción de ceniza desde erupciones volcánicas ii) Erosión eólica (deflación) predominantemente por el CVO. La huella de erupciones volcánicas está presente en casi todos los registros paleoclimáticos en Patagonia, debido a la presencia de volcanismo activo en la Cordillera de los Andes, resultante de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana (Pardo et al., 2003). Patagonia está ubicada en la Zona Volcánica Austral (ZVA), al sur de los 49°S, con una subducción lenta (2 cm/año; (Pilger et al., 1984). Los volcanes más cercanos a Río Rubens, y posibles fuentes de las tefras del Holoceno son el Monte Burney (120 km al SO de la zona de estudio) y Reclús (175 km al NO de la zona de estudio) (Figura 9) Distintas capas de ceniza asociada a estos volcanes han sido reportadas en múltiples estudios paleoambientales de la zona aledaña en registros de lagos y turberas (Stern et al., 2008; Kilian et al., 2010; Moreno et al., 2014; Moy et al., 2019). Estos registros son un apoyo en la determinación de las erupciones específicas registradas en Río Rubens, además del constreñimiento y validación del modelo de edad a partir de la tefrocronología derivada de sus edades. El registro volcánico se superpone a la señal de polvo mineral, que es usualmente de menor magnitud (Vanneste et al., 2016), complicando su interpretación y caracterización, por lo que es necesario identificar con precisión los segmentos de origen volcánico.

El ACP muestra que el comportamiento de los perfiles de REE presenta una varianza explicada en gran medida por el primer componente principal (Figura 30), debido a que la fracción de comunalidad es mayor al 80% y relativamente más alta en las REE que en todos los otros elementos. El primer componente principal es interpretado como deposición de polvo mineral, debido al agrupamiento de elementos inmóviles y conservativos, y la correspondencia en la representación del cambio minerotrófico a ombrotrofico en la turba, siendo coherente con la baja en la carga de polvo debido al cambio de régimen. Por otro lado, el segundo componente principal resalta los picos presentes en el contenido de ceniza, asociados principalmente a un origen volcánico y/o retrabajo del mismo. De esta manera este componente presenta un comportamiento principalmente volcánico, sobre-impuesto a una señal tenue de polvo mineral. En este sentido, elementos como K y Ti, considerados adecuados para la reconstrucción de polvo en estudios anteriores en Patagonia y el Hemisferio Norte (Sapkota et al., 2007; Shotyk et al., 2002; De Vleeschouwer et al., 2012; Le Roux et al., 2012), en la turbera de Río Rubens son más idóneos para el reconocimiento de tefras, presentando una menor claridad en determinación del polvo (principalmente de origen mineral derivado por erosión del suelo), debido a que su señal no representa de buena manera la variabilidad del polvo, sino que realza la huella volcánica. En segundo plano se presenta el tercer componente, que es atribuido a una mezcla entre movilidad post-deposicional e incorporación de nutrientes dentro

del ciclo de vida de las plantas presentes en la superficie de la turbera, deducido a partir de la gran importancia asociada en los perfiles de Ca y Sr, típicos elementos móviles, y de importancia en el ciclo de vida de las plantas superficiales para el caso de Ca.

Con el propósito de reconstruir el polvo a partir de las ecuaciones 4 y 5, las tasas de acumulación de elementos litogénicos son fáciles de estimar a partir de una buena estimación de la densidad total seca, las concentraciones elementales y las edades desde el modelo cronológico. Sin embargo la transformación de esta señal geoquímica en turberas hacia una cuantificación de flujos de polvo es más complicada, pues se basa en los siguientes aspectos: 1) Comportamiento litogénico de los elementos químicos seleccionados. 2) La capacidad de la vegetación presente en la turbera de no incidir en el déficit o superávit artificial en la carga de polvo (Martínez-Cortizas et al., 2019). Por consiguiente, la elección de los elementos que indiquen los flujos de polvo es sumamente importante, pues pueden llevarse a cabo diferentes magnitudes y tendencias en función de los distintos elementos que se seleccionen (Kylander et al., 2016), de tal manera que no existe el elemento perfecto para la estimación de los flujos de polvo, sino que debe evaluarse con cautela en cada sitio indistintamente, interpretando su contexto geológico y climatológico. Así las REE son elegidas como registro de los flujos de polvo en Río Rubens porque son elementos litogénicos e inmóviles en perfiles de turba (Shotyk et al., 2002), además sus minerales de proveniencia no son afectados por procesos de meteorización en su origen, no presentan fraccionamiento físico y mineralógico significativo durante su transporte (Martínez-Cortizas et al., 2019), son conservativos y permanecen en proporción constante entre sí en los distintos cambios de concentración, además de no ser afectados por removilización post-deposicional.

Podría suponerse el contenido de ceniza como un indicador de polvo, pues representa toda la fracción inorgánica dentro de la turba, sin embargo, esta cantidad no es sólo relacionada a deposición de polvo sino también a cambios en la vegetación en la turbera (musgos, hierbas o plantas con tronco) (Martínez-Cortizas et al., 2019). De igual manera, el registro de ceniza presenta poca variabilidad en comparación a los picos de origen volcánico, por lo que su registro se ve saturado sólo por esta señal, presentando muy poco detalle para la visualización de posibles variaciones en polvo.

Entonces, los dos procesos principales de generación de polvo son representados por la varianza explicada a partir de los componentes principales obtenidos del ACP en los elementos químicos. El componente principal 1 es interpretado como señal de polvo mineral atmosférico, explicando en gran porcentaje la varianza de las REE, mientras que el componente principal 2 es interpretado como un indicador de picos en los elementos apuntando la presencia de volcanismo en la señal (Figura 34). Del registro de erupciones volcánicas se logran identificar tres períodos distintivos

en todo el registro, relacionados a posibles depósitos de tefra que son comparados con depósitos volcánicos circundantes. Estos están presentes en los tres testigos extraídos, lo que los exime de una ocurrencia accidental, y representarían eventos de deposición discretos en el tiempo con una extensión acotada.

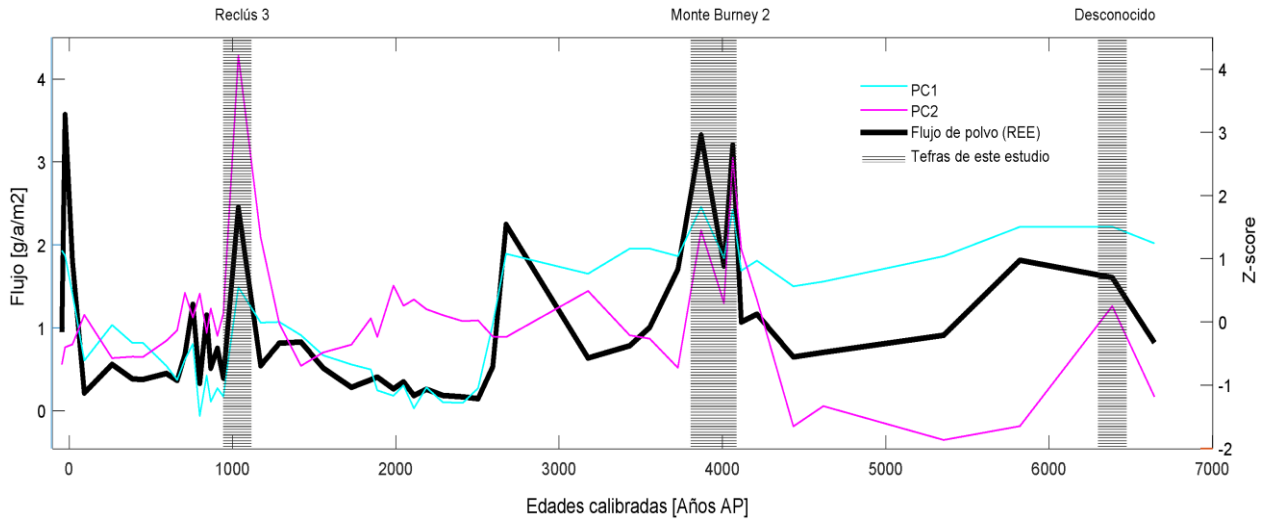


Figura 34: Flujos de polvo y Z-scores

Superposición de flujos de polvo mediante REE, Z-scores del análisis de componente principal y tefras de este estudio.

6.3 Tefras

Debido a los picos en el contenido de ceniza y concentración de K y Ti, en las profundidades 42cm, 115cm y 118cm, es posible asociar estos cambios abruptos de las señales a erupciones volcánicas. Estos eventos son reconocidos a partir de la ocurrencia de tefras documentadas en la literatura.

El nivel a 42 cm corresponde a una edad de 1037 años cal AP, que calza de muy buena manera con los reportados para el volcán Reclús en la erupción R3 registrada para las edades 1000 años AP por Moy et al. (2008) y 1040 años AP por Stern et al. (2008).

El nivel a 115 y 118 cm contempla edades que varían en el rango 3860-4070 años cal AP, ajustándose con los reportados para la erupción MB2 del volcán Monte Burney con edades entre 3990-4380 años AP determinadas por Sapkota et al. (2007) y 4240 años AP por Stern et al. (2008). Estos dos picos son interpretados como la misma erupción, posiblemente movilizados por una distribución post-deposicional, que es congruente con el estado minerotrófico de la turbera en ese entonces, el que permitiría el transporte asociado a flujos subterráneos que pudiesen perturbar y dispersar la señal volcánica.

El nivel a 144 cm, fechado a 6500 años AP, presenta un pico en la sección minerotrófica de la turbera, pudiendo deberse a un aporte anómalo de flujos subterráneos, o a una erupción volcánica. Sin embargo, se interpreta un origen volcánico debido a la alta densidad total presente (Figura 5), las altas concentraciones de Ti, K (Figura 6) y contenido de ceniza (Figura 8). Además se presenta un bajo contenido de REE, esto indicaría un comportamiento distinto de la química de esta posible erupción, debido a que en las erupciones MB2 y R3, las REE se elevan sincronizadamente con el registro volcánica, por lo que la naturaleza de esta erupción no se traduce en un aumento significativo en las REE, por lo se puede separar este evento de un posible aumento de deposición de polvo. Sin embargo, no se reportan erupciones volcánicas datadas asociadas a volcanes aledaños en el periodo 6000-7000 años AP, por lo que podría tratarse de una removilización de tefra más antigua, retrabajada en el depósito o el nuevo registro de una erupción volcánica con alcances más locales que no ha podido ser registrada en otros estudios debido a la menor resolución general de los estudios en la zona.

6.4 Polvo y clima

Debido a que, en general, las principales fuentes de polvo están localizadas en ambientes áridos y semi-áridos, cambios en la aridez pueden explicar la variabilidad de registros de paleo flujos de polvo (Wanner et al., 2011). En el contexto de Patagonia, en el lado oeste el CVO controla principalmente la precipitación, y la eventual cantidad de sedimento disponible para ser transportado eólicamente. En el lado este, el viento guarda una correlación menos fuerte con la precipitación, por lo que repercute en la erosión del suelo y transporte de sedimentos, pero de una manera menos directa en la humedad del suelo. En este sentido, el CVO controla la posible producción de polvo, además de favorecer su movilización, pero adquiere una mayor complejidad al interactuar con la vegetación presente, así pueden inhibirse o aumentar las cargas de polvo si la vegetación es baja y escasa, tiende a características más boscosas o presenta una mezcla de estos componentes. Las distintas interacciones, eventos climáticos y medioambientales registrados en el sitio de estudio de manera local y regional son expuestos en el cuadro esquemático en la Figura 35.

Entre 2800-6000 años AP, la turbera presenta un régimen minerotrófico, basado tanto en aportes atmosféricos como de flujos subterráneos con respecto al suministro de agua, nutrientes y minerales. Así, aislar la señal de polvo eólico es sumamente difícil en este periodo debido a las múltiples fuentes existentes, por lo que las variaciones pueden estar relacionadas a más de un factor que evoluciona en el tiempo. Tomando en cuenta esta limitación, el flujo base de polvo (1-2 g/m/años) es de un orden de magnitud mayor que el encontrado en la sección ombrotrofica, lo que permite poner en perspectiva el tamaño de sus variaciones. No se logra identificar tendencias significativas ni relación importante con variaciones en la dinámica atmosférica, solo se puede

inferir un periodo relativamente seco, con menores precipitaciones, o con una temperatura relativamente más alta.

El primer gran indicador de cambio en la humedad conectado con cambios en el CVO es la transición Minerotrófica-Ombrotrófica ocurrida entre 2500-2800 años AP. Esta transición representa un cambio fundamental en la hidrología, estado de nutrientes y vegetación de la turbera, cuyos principales conductores pueden ser múltiples (humedad, temperatura, transición vegetacional) y no distinguibles entre sí. En este caso particular, puede ser atribuible a un cambio de un clima seco a uno con mayor precipitación, debido a comparaciones con lo registrado en la baja acumulación de carbón y baja frecuencia de eventos de fuego en la turbera (Huber et al. 2003), que permiten suponer condiciones más húmedas que impiden la activación de fuentes de ignición, debido a que serían suprimidas por mayores precipitaciones que anulan condiciones de aridez favorables, dejando demasiado húmedo posibles combustible de eventos de fuego.

Este cambio en las precipitaciones se ve reflejado en el testigo lacustre de Lago Guanaco ($51^{\circ}52'S$) (Moreno et al., 2010) en el que a partir de análisis polínicos, se indica una mayor influencia del CVO en el ecotono de bosque y estepa a partir del aumento en el porcentaje de *Nothofagus* relacionado con aumento de humedad entre 2700 y 3000 año AP . Sin embargo, ocurre lo contrario en esta ventana de tiempo en el registro lacustre de Villa Renoval ($52^{\circ}0'S$) (Morano 2018), donde se presenta un descenso en la cantidad de *Nothofagus* interpretado como un periodo seco, y/o una apertura de bosque, permitiendo una mayor producción de polvo debido a la menor presencia de árboles de mayor altura que inhiben la generación y transporte de polvo, inmersos en una matriz de población vegetacional baja que pudiese tener un efecto mayor en el polvo. De esta manera, en un contexto regional se puede inferir un aumento de precipitaciones producto de un CVO más potente, y de forma local un aumento del polvo debido a una baja de cobertura boscosa en el entorno, permitiendo el transporte de este hasta la turbera. Este aumento de flujos de polvo (Figura 35) si bien se ubica en la porción de transición del estado trófico, es posible atribuirla a un componente atmosférico en mayor medida, pues se diferencia visiblemente del flujo basal de polvo encontrado en toda la sección puramente minerotrófica.

Este cambio del CVO a una de mayor magnitud también tiene un correlato con el avance y retroceso glacial entorno al Lago Argentino ($50^{\circ}30'S$) (Kaplan et al., 2017) que considera un periodo de glaciares más pequeños entre 2600 y 4000 años AP, para luego generar una expansión glacial desde los 2000 años AP con diversos pulsos. Mientras que Aniya et al. (2013) sugiere una neoglaciación en Campos de hielo entre los 2000-2700 años AP. Estos avances glaciares podrían dejar disponible mayor cantidad de material disponible para ser transportado. Considerando que en este periodo se ve reflejado en una disminución de la media del tamaño (Figura 25), esto podría indicar un

transporte mucho más largo producto de la activación de múltiples fuentes de polvo, que se ubicarían más lejanas al sitio de Río Rubens. De esta manera, el cambio a un clima más húmedo/frío se ajusta a los registros en la turbera, en correlación al contexto de los registros aledaños.

Luego, entre 2500 y 1100 años AP, la tendencia positiva de los flujos de polvo sumado al aumento sostenido del tamaño medio de grano (Figura 25b), indica una mayor capacidad de transporte por parte del viento debido a la posibilidad de acarrear partículas más grandes, necesitando más energía. Esto es interpretado como un aumento en la magnitud de los vientos del CVO y/o un desplazamiento de su núcleo de máxima magnitud hacia el sur. En este periodo, registros paleoambientales indicadores de una mayor humedad han sido interpretados como un aumento de la influencia del CVO, deviniendo en una mayor precipitación en los registros de Lago Guanaco, entre 2700 y 600 años AP, debido al rápido crecimiento de *Nothofagus*, que luego llega a su pico entre 600 y 100 años AP, coherente también con la variación positiva de *Nothofagus* entre los 4000-2700 años AP en la turbera de Vega Ñandú (50°55'S) (Villa-Martínez and Moreno, 2007) llegando a valores sobre el 60%, y presente también en Villa Renoval (52°2'S) (Morano 2018) expresado como una tendencia general al aumento de *Nothofagus* entre 400-2400 años AP, con valores consistentemente altos entre los 5000-100 años AP en Lago Cipreses (51°17') (Moreno et al., 2018). Mientras que lo opuesto ocurre en el registro de Cerro Frías (50°24'S) (Mancini, 2009), que presenta el máximo de *Nothofagus* en 3000 años AP, para luego descender hasta sus valores mínimos en el Holoceno durante los últimos siglos (Mancini, 2009) que ha sido interpretado como un registro de declinación en la temperatura y precipitación desde los último 3000 años AP (Tonello et al., 2009), entonces un posible debilitamiento del CVO.

Considerando estos cuatro registros (Cipreses, Vega Ñandú, Guanaco y Villa Renoval) que apoyan una mayor presencia del CVO en la zona, es posible esbozar un desplazamiento del CVO más hacia el sur durante este periodo (Río Rubens, Lago Cipreses, Lago Guanaco y Villa Renoval) que pudiesen generar un mayor efecto en la precipitación y magnitud de los vientos en registros que estén colindantes hacia al sur del máximo del CVO, y menor efecto en los que estén más al norte (Cerro Frías). Sin embargo, la interpretación de Cerro Frías debe tomarse con cautela pues esta podría estar representando una baja en el crecimiento de árboles de *Nothofagus* en la superficie de su turbera debido a un aumento del nivel freático asociado en respuesta a un incremento de precipitación con origen en el CVO desde los 3000 años AP (Moreno et al., 2018R).

Tomando en cuenta el registro de polvo de Karukinka (53°4'S) (Vanneste et al., 2015), este presenta un aumento considerable del registro de polvo (5-150 g/m/años) en el periodo 1100-2400 años AP asociado a la disponibilidad de polvo producto de avances y retrocesos neoglaciales desde la Cordillera

Darwin (Vanneste et al., 2016), de modo que un aumento en la magnitud y desplazamiento del CVO pudo haber tenido un mayor efecto en el transporte de polvo.

Luego, sigue un periodo de aparente estabilidad en los flujos de polvo entre 400-900 años AP, con pequeñas variaciones (<0.2 g/m/año) que supone un periodo aparentemente estable en relación a la actividad del CVO, o donde no se puede establecer alguna conexión fuerte entre este registro y las variaciones regionales del CVO propuestas en Lago Guanaco, Lago Cipreses y Vega Ñandú, y menos alguna variación de escala global, por lo que esta parte del registro puede suponerse como la señal base de los flujos de polvo durante el Holoceno, en comparación con los aumentos de la magnitud asociado al volcanismo y el CVO. De esta manera el flujo base determinado es de alrededor de 0.2 g/m/año, que respecto a los flujos de polvo modelados para el Holoceno se ajusta en su magnitud para esta zona de Patagonia (Lambert et al., 2015). Además, una comparación con los flujos determinados en turbera para el Valle de Andorra por Sapkota et al. (2007) reportados de $0.3-0.4$ g/m/año desde los 1000 años AP indica congruencia con respecto a las magnitudes. Sin embargo, el flujo determinado es mucho menor que los valores de Karukinka calculados por Vanneste et al. (2016) que en el mismo intervalo el flujo base es de 6 g/m/año. Esta gran discrepancia puede ser en parte explicada por la distancia de los registros a los distintos sedimentos glaciares más cercanos disponibles. Así mientras el registro de Karukinka se encuentra en la trayectoria directa de transporte por el CVO de los sedimentos de los glaciares de Cordillera Darwin, con una distancia de aproximadamente 20 Km que la sitúa muy cerca de la fuente glacial, presenta además una mayor influencia de vientos del este de la costa Atlántica, teniendo un aporte importante de polvo calcáreo, sales marinas y de erosión de formaciones del interior del continente (Techer et al., 2014). Por lo que una mayor disponibilidad de fuentes con una mayor cantidad de mecanismos de transporte permitiría una mayor magnitud de los flujos de polvo en el pasado.

6.5 Señal Antropogénica

Por último, las concentraciones de metales pesados desde los 450 años AP muestran un progresivo aumento, interpretado como impacto antropogénico de una alta magnitud debido a la colonización española, (y todo el aparataje de fundiciones, metalurgia, etc. que conlleva) en toda América del sur, y no solamente en Patagonia. Según lo mostrado por De Vleeschouwer et al. (2014), el extremo sur de Patagonia tuvo la capacidad de registrar las primeras actividades metalúrgicas pre-colombinas, provenientes de centros metalúrgicos como Ramaditas (21°S , 69°O) perteneciente a la cultura Inca, a través de la deposición de metales pesados producto de las fundiciones de cobre asociadas (Gaffram et al., 1997), que pudieron ser transportadas hasta el extremo sur, dejando una señal geoquímica leve, pero diferenciable dentro del registro. Esto puede ser comparado con el registro de Río Rubens

considerando la concentración y factor de enriquecimiento de metales pesados (Pb) (Figura 25 y 26), que aumenta sostenidamente desde 400 años AP, registrando solamente las actividades producto presumiblemente de la colonización española, y no actividades metalúrgicas precolombinas. Mientras que la razón de Pb/Ti, muestra un enriquecimiento anómalo a partir de los 45 años AP, producto principalmente de consecuencias el inicio de las actividades industriales, fundiciones y herrerías ya establecidas en Patagonia (Martinic, 2001), por sobre un enriquecimiento natural que no logra explicar el súbito aumento. Esta interpretación está en sintonía con el crecimiento abrupto de los flujos de polvo desde los 90 años AP, de modo que ambos registros pueden ser atribuidos al asentamiento y colonización por parte del estado chileno entre 1843 y 1900 (Martinic, 2002), que genera una mayor cantidad de procesos industriales inéditos en la zona (Cervecerías, Aserraderos, Fábrica de Carruajes, Fundiciones, Herrerías etc.; Martinic, 2001) que podrían explicar el aumento de metales pesados en la atmósfera en la zona, y posterior deposición.

Por otro lado, una mayor ocupación de los terrenos para pastoreo (Martinic, 2001), relacionados con cambio de uso de suelo que involucra la tala de bosques de *Nothofagus*, genera nueva población vegetal que sucede a la población original, con características de una distribución espacial más dispersa y baja (pastizales y arbustos), distinto a la presencia de un bosque constituido, que influye en una mayor producción de polvo. De esta manera, la señal geoquímica del registro de Río Rubens, pone en evidencia el impacto antropogénico local y regional en la deposición de metales pesados y polvo atmosférico.

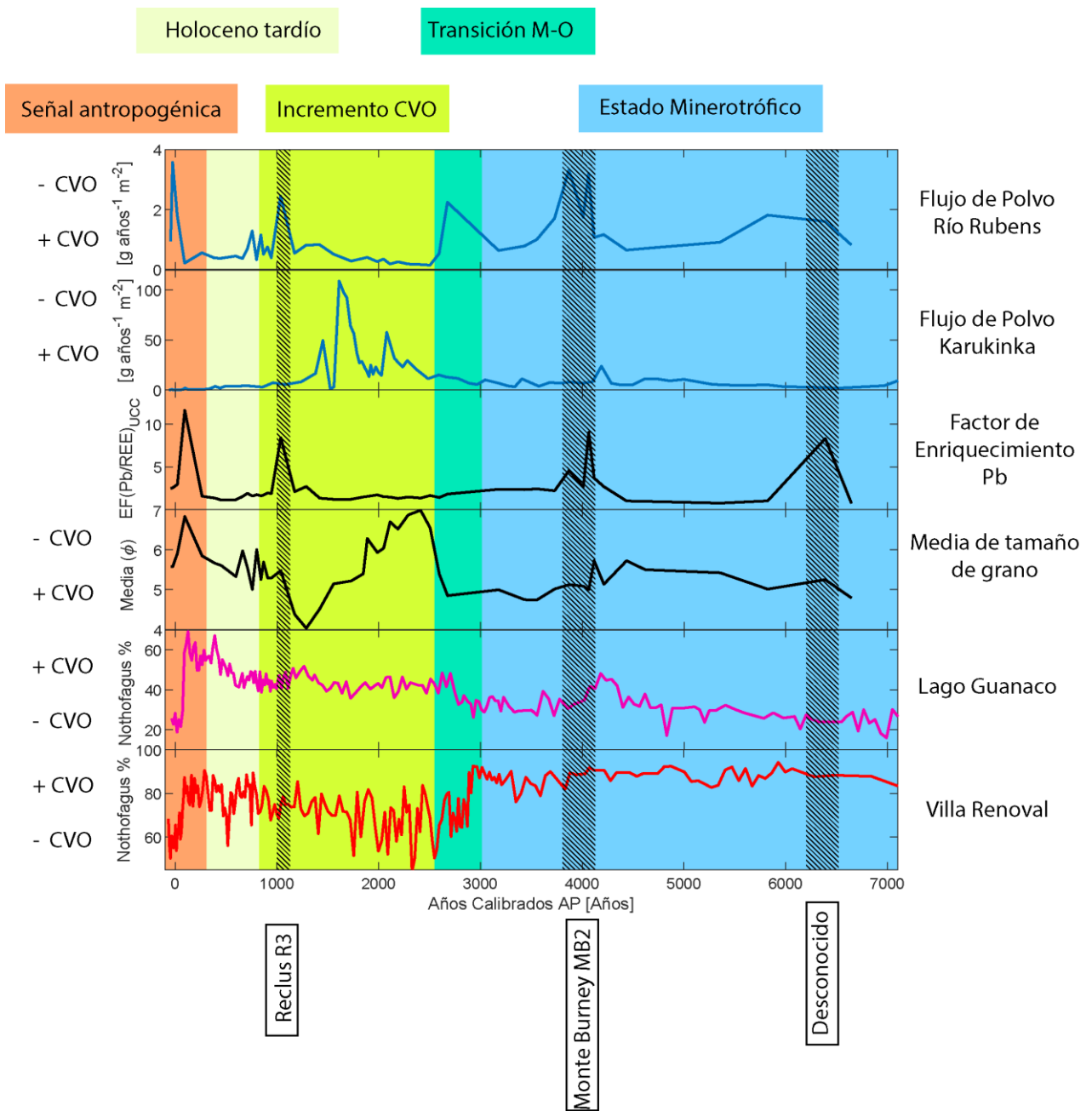


Figura 35: Panel resumen paleoclimático.

Cuadro resumen de la relación entre los flujos de polvo determinados en Río Rubens y Karukinka (Vanneste et al., 2016), enriquecimiento de Pb, granulometría y análisis polínico de *Nothofagus* en los testigos lacustres de Lago Guanaco y Villa Renoval, asociado a periodos de cambio climático y medioambientales. En achurado los depósitos volcánicos.

6.6 Proveniencia del polvo

Por último, el contenido elemental de REE de turba de Río Rubens, es comparada con estudios de suelos y sedimentos no consolidados circundantes a la zona de estudio (Vanneste et al., 2016). Todos estos registros son normalizados con respecto a la corteza continental (Wedepohl, 1995) y se muestran en el diagrama tipo *Spyder* en la Figura 36. Las muestras de Río Rubens son divididas en tres grupo principales; 1) las definidas preliminarmente como erupciones volcánicas, 2) los segmentos continuos de determinados como flujos de polvo (2500-1100 y 1000-450 años AP), correspondientes a los periodos de "Incremento de CVO" y "Holoceno Tardío" 3) los flujos de polvo modernos (400 Años AP- Actualidad) correspondiente al periodo de "Señal antropogénica". Todos estos periodos son descritos en la figura 35, y toman promedios de todas las muestras de estos segmentos.

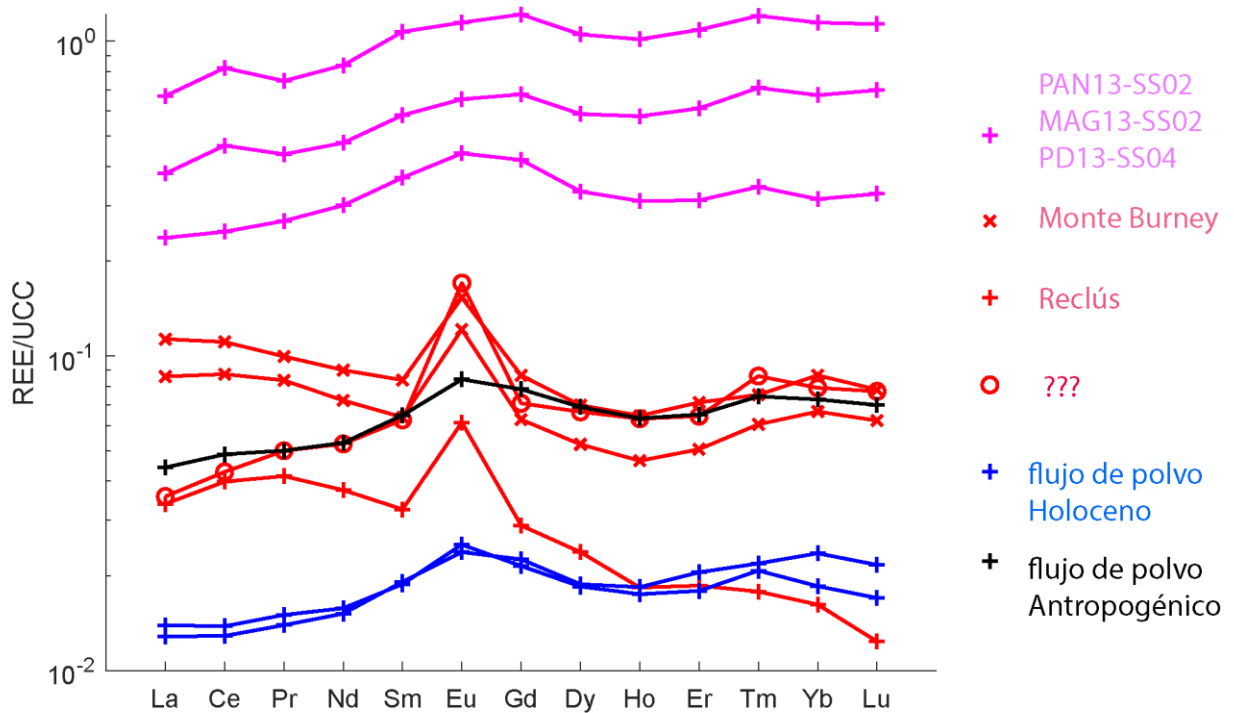


Figura 36: Diagrama Spyder.

Patrones de REE normalizadas a la corteza continental, para las mediciones de muestras representativas de flujos de polvo en el Holoceno y determinadas como Antropogénicas (promediadas), además de erupciones volcánicas. Son comparadas con mediciones de sedimentos (PAN13-SS02, MAG13-SS02 y PD13-SS04) desde Vanneste et al., 2016.

Los patrones de REE presentes en las erupciones de Monte Burney y Reclús, muestran un empobrecimiento general hacia las REE pesadas (Lu), con una marcada anomalía de Eu, típico de muestras de rocas provenientes de erupciones volcánicas de la zona (Moy 2008, Stern et al., 2008). Así, se confirma su origen volcánico, no tanto así para el segmento fechado en 6500 años AP, que, si bien presenta la anomalía de Eu, tiene un empobrecimiento hacia las tierras raras livianas (La). Este patrón de empobrecimiento se encuentra en todas las mediciones de flujos de polvo, pero sin presentar una anomalía de Eu. Esto indica que el segmento de la posible erupción muestra un patrón combinado de una señal volcánica y de flujo de polvo, por lo que es determinada con una mayor confianza que se trata de un retrabajo de alguna tefra, que se mezcla con la geoquímica de los flujos de polvo, mezclando sus señales. Comparando con los patrones de REE de mediciones de sedimentos circundantes (Vanneste et al., 2016), estos presentan el mismo patrón de empobrecimiento de REE livianas, por lo que puede asignarse un origen común a los flujos de polvo de Río Rubens. En esta línea en la figura 37 y 38, son graficadas las anomalías de Ce/Ce* y Eu/Eu* (Calculadas como $[Ce]/[Sm+Gd]$ y $[Eu]/[Sm+Gd]$), divididas por la tasa de REE livianas por pesadas ($[La]/[Y]$), para establecer la dispersión por la distribución general de las REE.

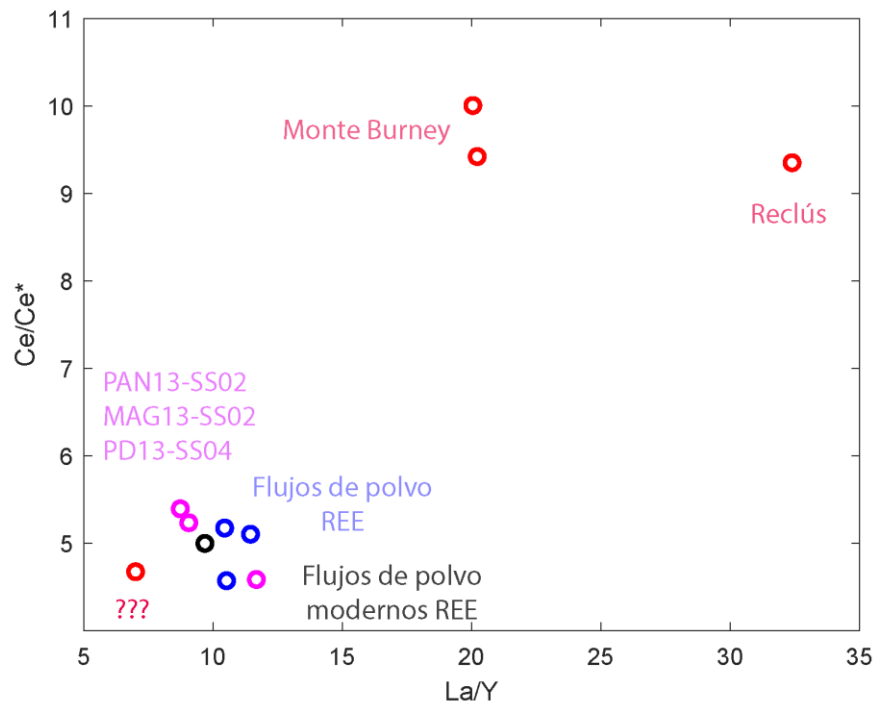


Figura 37: Anomalía de Ce.

Mediciones de anomalía de Ce para los mismos datos que figura 36.

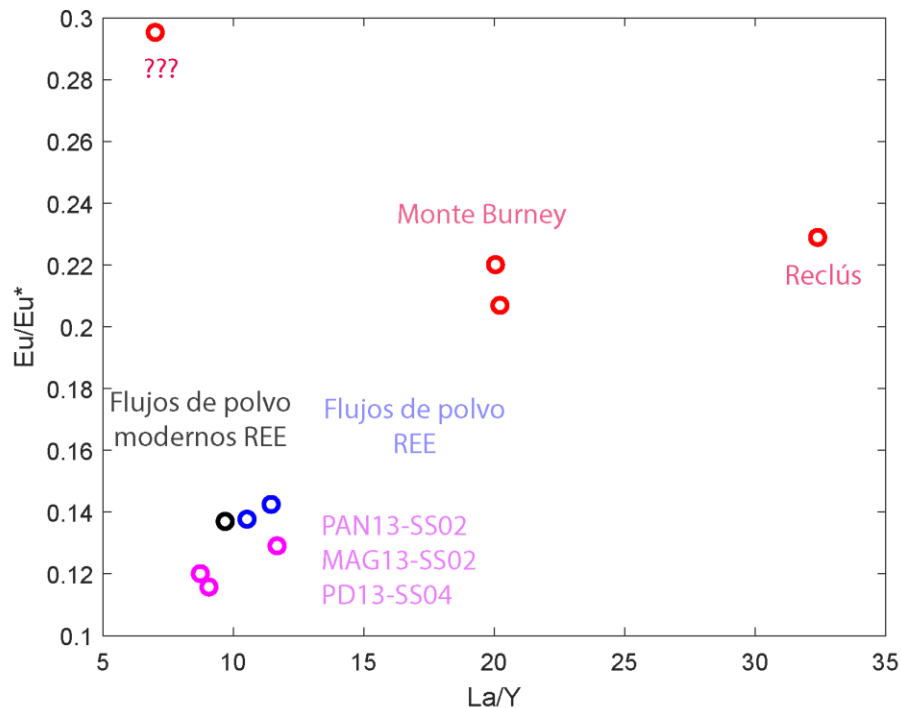


Figura 38: Anomalía de Eu.

Mediciones de anomalía de Eu para los mismos datos que figura 36.

Así, la dispersión de los flujos de polvo es muy concentrada en ambas anomalías, por lo que se infiere un origen común para todos los periodos en que es posible registrar el polvo, mientras que hay una marcada cercanía de estos datos con respecto a las mediciones de sedimentos circundantes, lo que permite inferir en un primer orden un aporte principalmente local del origen del polvo registrado en Río Rubens.

7. CONCLUSIONES

Los análisis físicos y químicos realizados en la turbera de Río Rubens, permiten definir el registro de las erupciones volcánicas del Monte Burney y Reclús, que establecen una huella volcánica típica de los registros paleoambientales en Patagonia, que permiten constreñir el control cronológico de crecimiento del depósito de la turbera, reflejado en su modelo de edad versus profundidad. Este modelo, difiere del propuesto anteriormente por Huber et al. (2003), aportando nuevos antecedentes en base a dataciones robustas, del ritmo y temporalidad de los cambios ambientales y climáticos en Patagonia.

La reconstrucción de los flujos de polvo, presenta dos grandes etapas marcadas por el estado trófico de la turbera; en la sección minerotrófica (2800 - 6800 años AP), el flujo de polvo tiene una señal base de una mayor magnitud

debido al aporte deposicional no sólo de la atmósfera, sino que también de flujos subterráneos. Sin embargo, este segmento se interpreta como un periodo caracterizado por condiciones más áridas, de menor precipitación debido a que sería consistente con el tipo de condiciones adecuadas para este tipo de régimen trófico. De esta manera se infiere de manera general una menor prevalencia del CVO. La sección ombrotrofica (-44 - 2800 años AP), es interpretada de forma general con condiciones climáticas más húmedas asociadas a mayores precipitaciones y, por ende, una predominancia del CVO con una mayor magnitud o desplazado en su máximo hacia el sur. Este comportamiento es más significativo en el tramo (1100-2800 años AP) donde se observan tendencias positivas en la magnitud del flujo de polvo y aumento del tamaño de grano, además de coherencia espacial y temporal con el comportamiento del CVO propuesto en este periodo en los estudios lacustres realizados en la región (Lago Guanaco 52°S, Lago Cipreses 51°S y Vega Ñandú 50°S). En el periodo 400-900 años AP, no se registran variaciones importantes en el polvo ni en la deposición de metales pesados, registrándose una señal plana que es interpretada como el flujo base del polvo y metales pesados durante el Holoceno tardío, previo a un impacto mayor y significativo de origen antropogénico.

Por último, la señal antropogénica es reconocida desde 400 años AP hasta el presente, por el factor de enriquecimiento de metales pesados, posiblemente debido a actividades de fundición llevadas a cabo en las primeras fases de la colonización del continente americano. Por otro lado, desde los 50 años AP se registra un aumento pronunciado de los flujos de polvo y metales pesados, posiblemente debido al asentamiento de colonos propiciado por el estado chileno, que condujo cambios de usos de suelo en la zona, ganadería, industria y tráfico, factores que aumentan la disponibilidad de polvo y por ende los flujos registrados.

La proveniencia del polvo no puede determinarse con exactitud, debido a la naturaleza de los análisis geoquímicos realizados en este estudio, y la poca presencia de estudios comparables con los mismos análisis, sin embargo, se puede constreñir un origen de las fuentes de polvo local, relativamente cercano a la turbera de Río Rubens.

De esta manera, se reportan nuevos datos de flujos de polvo para la zona (rango de 0.2-1 g/m²/año durante el Holoceno), que vienen a llenar el vacío de información de este estilo en Patagonia, vital para futuros proyectos de modelación climática que busquen comprender el efecto del polvo dentro del sistema climático, y rol dentro de la dinámica atmosférica, a partir de su parametrización durante el Holoceno. Este estudio además genera una referencia de la variación de parámetros geoquímicos en depósitos de turba en Patagonia, de suma importancia para posteriores comparaciones y correlaciones con futuros registros que permitan ahondar en las interpretaciones sobre el paleoclima patagónico.

8. BIBLIOGRAFÍA

Albani, S., Mahowald, N. M., Winckler, G., Anderson, R. F., Bradtmiller, L. I., Delmonte, B., ... & Hovan, S. A. (2015). Twelve thousand years of dust: the Holocene global dust cycle constrained by natural archives, *Climate of the Past*, 11, 869–903.

Andrejko, M. J., Fiene, F., & Cohen, A. D. (1983). Comparison of ashing techniques for determination of the inorganic content of peats. In *Testing of peats and organic soils*. ASTM International.

Aniya, M. (2013). Holocene glaciations of Hielo Patagónico (Patagonia Icefield), South America: a brief review. *Geochemical Journal*, 47(2), 97-105.

Aubert, D., Le Roux, G., Krachler, M., Cheburkin, A., Kober, B., Shotyk, W., & Stille, P. (2006). Origin and fluxes of atmospheric REE entering an ombrotrophic peat bog in Black Forest (SW Germany): Evidence from snow, lichens and mosses. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(11), 2815-2826.

Bao, K., Xing, W., Yu, X., Zhao, H., McLaughlin, N., Lu, X., & Wang, G. (2012). Recent atmospheric dust deposition in an ombrotrophic peat bog in Great Hinggan Mountain, Northeast China. *Science of the Total Environment*, 431, 33-45.

Bergametti, G., & Foret, G. (2014). Dust deposition. *Mineral Dust*. 179-200. Springer, Dordrecht.

Blanco, D. E. y V. M. de la Balze (eds.). 2004. Los Turbales de la Patagonia: Bases para su inventario y la conservación de su biodiversidad. Publicación No. 19. Wetlands International. 5-14

Blaauw, M., & Christen, J. A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian analysis*, 6(3), 457-474.

Boucher, É., Guiot, J., Chapron, E., 2011. A millennial multi-proxy reconstruction of summer PDSI for Southern South America. *Climate of the Past* 7. 957-974.

Broecker, W. S. (1998). Paleocean circulation during the last deglaciation: a bipolar seesaw?. *Paleoceanography*, 13(2), 119-121.

Cañón, A. & Ernst M. (1974). Magallanes Basin Foraminifera, In Natland M.L. et al. A System of Stages for Correlation of Magallanes Basin Sediments: *The Geological Society of America, Memoir*, 139, 61-119.

Chambers, Frank M , Beilman, D W, Yu, Z (2011) *Methods for determining peat humification and for quantifying peat bulk density, organic matter and carbon content for palaeostudies of climate and peatland carbon dynamics*. *Mires and Peat*, 7 (7).1-10.

Chapman, S. B. (1964). The ecology of Coom Rigg Moss, Northumberland: II. The chemistry of peat profiles and the development of the bog system. *The Journal of Ecology*, 315-321.

Charman, D. (2002). *Peatlands and environmental change*. John Wiley & Sons Ltd.

Charman, D., & Mäkilä, M. (2003). Climate reconstruction from peatlands. *Pages Newsletter*, 11, 15-17.

Charman, D. J., Barber, K. E., Blaauw, M., Langdon, P. G., Mauquoy, D., Daley, T. J., ... & Karofeld, E. (2009). Climate drivers for peatland palaeoclimate records. *Quaternary Science Reviews*, 28(19-20), 1811-1819.

Chiarenzelli, J., Aspler, L., Dunn, C., Cousens, B., Ozarko, D., & Powis, K. (2001). Multi-element and rare earth element composition of lichens, mosses, and vascular plants from the Central Barrenlands, Nunavut, Canada. *Applied Geochemistry*, 16(2), 245-270.

Clymo, R. S. (1983). Ecosystems of the World. *Mires: Swamp, Bog, Fen and Moor*. Elsevier, Amsterdam, 159-223.

Clymo, R. S. (1984). Sphagnum-dominated peat bog: a naturally acid ecosystem. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. B, Biological Sciences*, 305(1124), 487-499.

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(2), 229-249.

De Vleeschouwer, F., Chambers, F. M., & Swindles, G. T. (2010). Coring and sub-sampling of peatlands for palaeoenvironmental research. *Mires and peat*, 7.

De Vleeschouwer, F., Pazdur, A., Luthers, C., Streel, M., Mauquoy, D., Wastiaux, C., ... & Sikorski, J. (2012). A millennial record of environmental change in peat deposits from the Misten bog (East Belgium). *Quaternary International*, 268, 44-57.

De Vleeschouwer, F., Ferrat, M., McGowan, H., Vanneste, H., & Weiss, D. (2014). Extracting paleodust information from peat geochemistry. *PAGES Magazine: Past Global Changes Magazine*, 22(2), 88-89.

Díaz, M.F., W Silva y CA León. 2015. Características de los ecosistemas de turberas, factores que influyen en su formación y tipos. Cap. 1 p. 27 - 39. En: E. Domínguez y D. Vega-Valdés (eds.). Funciones y servicios ecosistémicos de las turberas en Magallanes. Colección de libros INIA N° 33. Instituto de Investigaciones Agropecuarias. Centro Regional de Investigación Kampenaike. Punta Arenas, Chile

Domínguez, E., Vega-Valdés, O., Dollenz, R., Villa-Martínez, J.C., Aravena, J.M., Henríquez, C. (2015). Flora y vegetación de turberas de la Región de Magallanes. Cap. 6 p. 149 - 195. Funciones y servicios ecosistémicos de las turberas en Magallanes. Colección de libros INIA N° 33. Instituto de Investigaciones Agropecuarias. Centro Regional de Investigación Kampenaike. Punta Arenas, Chile.

Engelstaedter, S., Kohfeld, K. E., Tegen, I., & Harrison, S. P. (2003). Controls of dust emissions by vegetation and topographic depressions: An evaluation using dust storm frequency data. *Geophysical Research Letters*, 30(6).

Eriksson, L. (1999). *Introduction to multi-and megavariate data analysis using projection methods (PCA & PLS)*. Umetrics AB.

Ferrat, M., Weiss, D. J., Spiro, B., & Large, D. (2012). The inorganic geochemistry of a peat deposit on the eastern Qinghai-Tibetan Plateau and insights into changing atmospheric circulation in central Asia during the Holocene. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 91, 7-31.

Field, J. P., Belnap, J., Breshears, D. D., Neff, J. C., Okin, G. S., Whicker, J. J., & Reynolds, R. L. (2010). The ecology of dust. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 8(8), 423-430.

Fischer, H., Siggaard-Andersen, M. L., Ruth, U., Röthlisberger, R., & Wolff, E. (2007). Glacial/interglacial changes in mineral dust and sea-salt records in polar ice cores: Sources, transport, and deposition. *Reviews of Geophysics*, 45(1).

Fletcher, M. S., & Moreno, P. I. (2012). Have the Southern Westerlies changed in a zonally symmetric manner over the last 14,000 years? A hemisphere-wide take on a controversial problem. *Quaternary International*, 253, 32-46.

Gaiero, D. M. (2008). Reply to comment by B. Delmonte et al. on "Dust provenance in Antarctic ice during glacial periods: From where in southern South America?". *Geophys. Res. Lett.*, 35(8), L08708.

- Gaiero, D. M., Simonella, L., Gassó, S., Gili, S., Stein, A. F., Sosa, P., ... & Marelli, H. (2013). Ground/satellite observations and atmospheric modeling of dust storms originating in the high Puna-Altiplano deserts (South America): Implications for the interpretation of paleo-climatic archives. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(9), 3817-3831.
- Garreaud, R. D. (2009). The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences*, 22, 3-11.
- Garreaud, R., Lopez, P., Minvielle, M., & Rojas, M. (2013). Large-scale control on the Patagonian climate. *Journal of Climate*, 26(1), 215-230.
- Gili, S., & Gaiero, D. M. (2014). south American dust signature in geological archives of the southern Hemisphere. *PAGES International Project Office*. 78-79.
- Gili, S., Gaiero, D. M., Goldstein, S. L., Chemale Jr, F., Jweda, J., Kaplan, M. R., ... & Koester, E. (2017). Glacial/interglacial changes of Southern Hemisphere wind circulation from the geochemistry of South American dust. *Earth and Planetary Science Letters*, 469, 98-109.
- Gillett, N. P., & Thompson, D. W. (2003). Simulation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, 302(5643), 273-275.
- Graffam, G., Carevic, A., & Rivera, M. (1997). Evidencias metalúrgicas de fundición de cobre en el sitio formativo tardío de Ramaditas, quebrada de Guatacondo, Provincia de Iquique, Chile. *Estudios Atacameños (En línea)*, (12), 47-59.
- Grousset, F. E., & Biscaye, P. E. (2005). Tracing dust sources and transport patterns using Sr, Nd and Pb isotopes. *Chemical Geology*, 222(3-4), 149-167.
- Harrison, S. P., Kohfeld, K. E., Roelandt, C., & Claquin, T. (2001). The role of dust in climate changes today, at the last glacial maximum and in the future. *Earth-Science Reviews*, 54(1-3), 43-80.
- Hauser, A. (1996). Los depósitos de turba en Chile y sus perspectivas de utilización. *Andean Geology*, 23(2), 217-229.
- Hodgson, D. A., & Sime, L. C. (2010). Palaeoclimate: Southern westerlies and CO₂. *Nature Geoscience*, 3(10), 666.
- Hogg, A. G., Hua, Q., Blackwell, P. G., Niu, M., Buck, C. E., Guilderson, T. P., ... & Turney, C. S. (2013). SHCal13 Southern Hemisphere calibration, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4), 1889-1903.

Huber, U. M., & Markgraf, V. (2003). European impact on fire regimes and vegetation dynamics at the steppe-forest ecotone of southern Patagonia. *The Holocene*, 13(4), 567-579.

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(9-10), 1079-1097.

Kaiser, J., & Lamy, F. (2010). Links between Patagonian Ice Sheet fluctuations and Antarctic dust variability during the last glacial period (MIS 4-2). *Quaternary Science Reviews*, 29(11-12), 1464-1471.

Kilian, R., & Lamy, F. (2012). A review of Glacial and Holocene paleoclimate records from southernmost Patagonia (49–55 S). *Quaternary Science Reviews*, 53, 1-23.

Kistler, R., Kalnay, E., Collins, W., Saha, S., White, G., Woollen, J., ... & van den Dool, H. (2001). The NCEP–NCAR 50-year reanalysis: monthly means CD-ROM and documentation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(2), 247-268.

Kontakiotis, G. (2016). Late Quaternary paleoenvironmental reconstruction and paleoclimatic implications of the Aegean Sea (eastern Mediterranean) based on paleoceanographic indexes and stable isotopes. *Quaternary international*, 401, 28-42.

Krachler, M. (2007). Environmental applications of single collector high resolution ICP-MS. *Journal of Environmental Monitoring*, 9(8), 790-804.

Krumbein, W. C. (1934). Size frequency distributions of sediments. *Journal of sedimentary Research*, 4(2), 65-77.

Kylander, M. E., Muller, J., Wüst, R. A. J., Gallagher, K., Garcia-Sanchez, R., Coles, B. J., & Weiss, D. J. (2007). Rare earth element and Pb isotope variations in a 52 kyr peat core from Lynch's Crater (NE Queensland, Australia): proxy development and application to paleoclimate in the Southern Hemisphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(4), 942-960.

Kylander, M. E., Bindler, R., Cortizas, A. M., Gallagher, K., Mörth, C. M., & Rauch, S. (2013). A novel geochemical approach to paleorecords of dust deposition and effective humidity: 8500 years of peat accumulation at Store Mosse (the "Great Bog"), Sweden. *Quaternary Science Reviews*, 69, 69-82.

Kylander, M. E., Martínez-Cortizas, A., Bindler, R., Greenwood, S. L., Mörth, C. M., & Rauch, S. (2016). Potentials and problems of building detailed dust

records using peat archives: An example from Store Mosse (the "Great Bog"), Sweden. *Geochimica et cosmochimica acta*, 190, 156-174.

Küttner, A., Mighall, T. M., De Vleeschouwer, F., Mauquoy, D., Cortizas, A. M., Foster, I. D., & Krupp, E. (2014). A 3300-year atmospheric metal contamination record from Raeburn Flow raised bog, south west Scotland. *Journal of Archaeological Science*, 44, 1-11.

Lambert, F., Delmonte, B., Petit, J. R., Bigler, M., Kaufmann, P. R., Hutterli, M. A., ... & Maggi, V. (2008). Dust-climate couplings over the past 800,000 years from the EPICA Dome C ice core. *Nature*, 452(7187), 616.

Lambert, F., Tagliabue, A., Shaffer, G., Lamy, F., Winckler, G., Farias, L., ... & De Pol-Holz, R. (2015). Dust fluxes and iron fertilization in Holocene and Last Glacial Maximum climates. *Geophysical Research Letters*, 42(14), 6014-6023.

Lamy, F., Kilian, R., Arz, H. W., Francois, J. P., Kaiser, J., Prange, M., & Steinke, T. (2010). Holocene changes in the position and intensity of the southern westerly wind belt. *Nature Geoscience*, 3(10), 695.

Lamy, F., Gersonde, R., Winckler, G., Esper, O., Jaeschke, A., Kuhn, G., ... & Kilian, R. (2014). Increased dust deposition in the Pacific Southern Ocean during glacial periods. *Science*, 343(6169), 403-407.

Lohmann, U., & Feichter, J. (2005). Global indirect aerosol effects: a review. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5(3), 715-737.

Le Roux, G., & De Vleeschouwer, F. (2010). Preparation of peat samples for inorganic geochemistry used as palaeoenvironmental proxies.

Le Roux, G., Fagel, N., De Vleeschouwer, F., Krachler, M., Debaille, V., Stille, P., ... & Shotyk, W. (2012). Volcano-and climate-driven changes in atmospheric dust sources and fluxes since the Late Glacial in Central Europe. *Geology*, 40(4), 335-338.

Liu, D., Bertrand, S., & Weltje, G. J. (2019). An empirical method to predict sediment grain size from inorganic geochemical measurements. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(7), 3690-3704.

López-Buendía, A. M., Whateley, M. K. G., Bastida, J., & Urquiola, M. M. (2007). Origins of mineral matter in peat marsh and peat bog deposits, Spain. *International Journal of Coal Geology*, 71(2-3), 246-262.

Löwemark, L., Chen, H. F., Yang, T. N., Kylander, M., Yu, E. F., Hsu, Y. W., ... & Jarvis, S. (2011). Normalizing XRF-scanner data: a cautionary note on the

interpretation of high-resolution records from organic-rich lakes. *Journal of Asian Earth Sciences*, 40(6), 1250-1256.

Maher, B. A., Prospero, J. M., Mackie, D., Gaiero, D., Hesse, P. P., & Balkanski, Y. (2010). Global connections between aeolian dust, climate and ocean biogeochemistry at the present day and at the last glacial maximum. *Earth-Science Reviews*, 99(1-2), 61-97.

Malumián, N., Hromic, T., & Náñez, C. (2013). El Paleógeno de la cuenca de Magallanes: bioestratigrafía y discontinuidades. In *Anales del Instituto de la Patagonia* (Vol. 41, No. 1, pp. 29-52). Universidad de Magallanes.

Mahowald, N. (2011). Aerosol indirect effect on biogeochemical cycles and climate. *Science*, 334(6057), 794-796.

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.

Margalef, O., Cortizas, A. M., Kylander, M., Pla-Rabes, S., Cañellas-Boltà, N., Pueyo, J. J., ... & Giralt, S. (2014). Environmental processes in Rano Aroi (Easter Island) peat geochemistry forced by climate variability during the last 70 kyr. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 414, 438-450.

Markgraf, V., & Kenny, R. (1997). Character of rapid vegetation and climate change during the late-glacial in southernmost South America. In *Past and Future Rapid Environmental Changes* (pp. 81-90). Springer, Berlin, Heidelberg.

Marticorena, B., Bergametti, G., Aumont, B., Callot, Y., N'doumé, C., & Legrand, M. (1997). Modeling the atmospheric dust cycle: 2. Simulation of Saharan dust sources. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D4), 4387-4404.

Martinez-Cortizas, A., Muñoz, J. C. N., Pombal, F. X. P., Rodríguez, J. C. L., & Gayoso, E. G. R. (1997). Paleocontaminación: evidencias de contaminación atmosférica antrópica en Galicia durante los últimos 4000 años. *Gallaecia*, (16), 7-22.

Martínez-Cortizas, A., Pontevedra Pombal, X., Nóvoa Muñoz, J. C., Rodríguez Fernández, R., & López-Sáez, J. A. (2009). Turberas ácidas de esfagnos. *Bases ecológicas preliminares para la conservación de los tipos de hábitat de interés comunitario en España*. Ministerio de Medio Ambiente, y Medio Rural y Marino, Madrid.

Martínez-Cortizas, A., López-Costas, O., Orme, L., Mighall, T., Kylander, M. E., Bindler, R., & Gallego Sala, Á. (2019). Holocene atmospheric dust deposition in NW Spain. *The Holocene*, 0959683619875193.

Martínez-García, A., Rosell-Melé, A., Jaccard, S. L., Geibert, W., Sigman, D. M., & Haug, G. H. (2011). Southern Ocean dust-climate coupling over the past four million years. *Nature*, 476(7360), 312.

Martínez, R., Osorio R. & Lillo J. (1964). Edad de la Formación Ciervos. *Resúmenes Sociedad Geológica de Chile* 10 (1), 5-6

Martinic Beros, M. (2001). La actividad industrial en Magallanes entre 1890 y mediados del siglo XX. *Historia (Santiago)*, 34, 91-115.

Martinic Beros, M. (2002). Documentos inéditos para la Historia de Magallanes. *Anales del Instituto de la Patagonia Serie Ciencias Humanas*, volumen 29:211-238. Punta Arenas.

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. Universidad de Buenos Aires.

Marx, S. K., McGowan, H. A., & Kamber, B. S. (2009). Long-range dust transport from eastern Australia: a proxy for Holocene aridity and ENSO-type climate variability. *Earth and Planetary Science Letters*, 282(1-4), 167-177.

Marx, S. K., Kamber, B. S., McGowan, H. A., Petherick, L. M., McTainsh, G. H., Stromsoe, N., ... & May, J. H. (2018). Palaeo-dust records: A window to understanding past environments. *Global and planetary change*, 165, 13-43.

Mauquoy, D., Hughes, P. D. M., & Van Geel, B. (2010). A protocol for plant macrofossil analysis of peat deposits. *Mires and Peat*, 7(6), 1-5.

McLennan, S. M. (1989). Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements, Reviews in Mineralogy* 21, 169-200.

McNaught, A. D., (1997). *Compendium of chemical terminology* (Vol. 1669). Oxford: Blackwell Science. 2185

Miller, R. L., Knippertz, P., García-Pando, C. P., Perlwitz, J. P., & Tegen, I. (2014). Impact of dust radiative forcing upon climate. In *Mineral dust* (pp. 327-357). Springer, Dordrecht.

Moore, T., & Basiliko, N. (2006). Decomposition in boreal peatlands. In *Boreal peatland ecosystems* (pp. 125-143). Springer, Berlin, Heidelberg.

Moreno, P. I., Francois, J. P., Moy, C. M., & Villa-Martínez, R. (2010). Covariability of the Southern Westerlies and atmospheric CO₂ during the Holocene. *Geology*, 38(8), 727-730.

Moreno, P. I., Vilanova, I., Villa-Martínez, R., Garreaud, R. D., Rojas, M., & De Pol-Holz, R. (2014). Southern Annular Mode-like changes in southwestern Patagonia at centennial timescales over the last three millennia. *Nature communications*, 5, 4375.

Moreno, P. I., & Videla, J. (2016). Centennial and millennial-scale hydroclimate changes in northwestern Patagonia since 16,000 yr BP. *Quaternary Science Reviews*, 149, 326-337.

Moreno, P. I., Vilanova, I., Villa-Martínez, R., Dunbar, R. B., Mucciarone, D. A., Kaplan, M. R., ... & Lambert, F. (2018). Onset and evolution of southern annular mode-like changes at centennial timescale. *Scientific reports*, 8(1), 3458.

Moy, C. M., Dunbar, R. B., Moreno, P. I., Francois, J. P., Villa-Martínez, R., Mucciarone, D. M., ... & Garreaud, R. D. (2008). Isotopic evidence for hydrologic change related to the westerlies in SW Patagonia, Chile, during the last millennium. *Quaternary Science Reviews*, 27(13-14), 1335-1349.

Nanavati, W. P., Whitlock, C., Iglesias, V., & de Porras, M. E. (2019). Postglacial vegetation, fire, and climate history along the eastern Andes, Argentina and Chile (lat. 41–55° S). *Quaternary Science Reviews*, 207, 145-160.

Oppenheimer, C. (2003). Climatic, environmental and human consequences of the largest known historic eruption: Tambora volcano (Indonesia) 1815. *Progress in physical geography*, 27(2), 230-259.

Pardo, M., Monfret, T., Vera, E., Eisenberg, A., Yáñez, G., & Triep, E. (2003). Cambio en la subduccion de la placa de Nazca, de plana a inclinada, bajo Chile central y Argentina: Datos sismologicos preliminares. In *10th Congreso Geológico Chileno, Concepción, Chile*.

Parish, F., A Sirin, D. Charman, H. Joosten, T Minaeva and M. Silvius. 2008. Assessment on peatlands, biodiversity and climate change. Global Environment Center, Kuala Lumpur and Wetlands International Wageningen
Perri, F., & Ohta, T. (2014). Paleoclimatic conditions and paleoweathering processes on Mesozoic continental redbeds from Western-Central Mediterranean Alpine Chains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 395, 144-157.

- Pilger, R. H. (1984). Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society*, 141(5), 793-802.
- Piotrowska, N., Blaauw, M., Mauquoy, D., & Chambers, F. M. (2011). Constructing deposition chronologies for peat deposits using radiocarbon dating. *Mires and Peat*, 7(10), 1-14.
- Piotrowska, N. (2013). Status report of AMS sample preparation laboratory at GADAM Centre, Gliwice, Poland. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 294, 176-181.
- Potts, P. J. (1987). X-ray fluorescence analysis: principles and practice of wavelength dispersive spectrometry. In *A Handbook of Silicate Rock Analysis* (pp. 226-285). Springer, Dordrecht.
- Pratte, S., Garneau, M., & De Vleeschouwer, F. (2017). Late-Holocene atmospheric dust deposition in eastern Canada (St. Lawrence North Shore). *The Holocene*, 27(1), 12-25.
- Prospero, J. M., & Mayol-Bracero, O. L. (2013). Understanding the transport and impact of African dust on the Caribbean Basin, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 94, 1329-1337.
- Rabassa, J., Coronato, A., Bujalesky, G., Salemme, M., Roig, C., Meglioli, A., ... & Quattrocchio, M. (2000). Quaternary of Tierra del Fuego, southernmost South America: an updated review. *Quaternary International*, 68, 217-240.
- Rydin, H., Gunnarsson, U., & Sundberg, S. (2006). The role of Sphagnum in peatland development and persistence. In *Boreal peatland ecosystems* (pp. 47-65). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Sapkota, A. (2006). *Mineralogical, chemical, and isotopic (Sr, Pb) Composition of atmospheric mineral dusts in an ombrotrophic peat bog, Southern South America* (Doctoral dissertation).
- Sapkota, A., Cheburkin, A. K., Bonani, G., & Shotyk, W. (2007). Six millennia of atmospheric dust deposition in southern South America (Isla Navarino, Chile). *The Holocene*, 17(5), 561-572.
- Saunders, K. M., Roberts, S. J., Perren, B., Butz, C., Sime, L., Davies, S., ... & Hodgson, D. A. (2018). Holocene dynamics of the Southern Hemisphere westerly winds and possible links to CO₂ outgassing. *Nat. Geosci.*, 11, 650-655.

Schneider, S. (1963). Chemical and stratigraphical investigations of high-moor profiles in north-west Germany. In *Transactions of the Second International Peatlands Congress, Leningrad* (Vol. 1, pp. 75-90).

Shotyk, W. (1988). Review of the inorganic geochemistry of peats and peatland waters. *Earth-Science Reviews*, 25(2), 95-176.

Shotyk, W. (1988). Review of the inorganic geochemistry of peats and peatland waters. *Earth-Science Reviews*, 25(2), 95-176.

Shotyk, W., Weiss, D., Appleby, P. G., Cheburkin, A. K., Frei, R., Gloor, M., ... & Van Der Knaap, W. O. (1998). History of atmospheric lead deposition since 12,370 14C yr BP from a peat bog, Jura Mountains, Switzerland. *Science*, 281(5383), 1635-1640.

Shotyk, W., Krachler, M., Martinez-Cortizas, A., Cheburkin, A. K., & Emons, H. (2002). A peat bog record of natural, pre-anthropogenic enrichments of trace elements in atmospheric aerosols since 12 370 14C yr BP, and their variation with Holocene climate change. *Earth and Planetary Science Letters*, 199(1-2), 21-37.

Shuttleworth, E. L., Evans, M. G., Hutchinson, S. M., & Rothwell, J. J. (2014). Assessment of lead contamination in peatlands using field portable XRF. *Water, Air, & Soil Pollution*, 225(2), 1844.

Sime, L. C., Kohfeld, K. E., Le Quéré, C., Wolff, E. W., de Boer, A. M., Graham, R. M., & Bopp, L. (2013). Southern Hemisphere westerly wind changes during the Last Glacial Maximum: model-data comparison. *Quaternary Science Reviews*, 64, 104-120.

Stern, C. R. (2008). Holocene tephrochronology record of large explosive eruptions in the southernmost Patagonian Andes. *Bulletin of Volcanology*, 70(4), 435-454.

Swap, R., Garstang, M., Greco, S., Talbot, R., & Kållberg, P. (1992). Saharan dust in the Amazon Basin. *Tellus B*, 44(2), 133-149.

Techer, I., Clauer, N., & Vogt, T. (2014). Origin of calcareous dust in Argentinean Pleistocene periglacial deposits traced by Sr, C and O isotopic compositions, and REE distribution. *Chemical Geology*, 380, 119-132.

Thompson, D. W., Solomon, S., Kushner, P. J., England, M. H., Grise, K. M., & Karoly, D. J. (2011). Signatures of the Antarctic ozone hole in Southern Hemisphere surface climate change. *Nature geoscience*, 4(11), 741.

Todd, R. & Kniker, T. (1952). An Eocene Foraminiferal Fauna from the Agua Fresca Shale of Magallanes Province, Southernmost Chile. *Cushman Foundation Foraminiferal Research, Special Publication 1*, 1-28.

Toggweiler, J. R., Russell, J. L., & Carson, S. R. (2006). Midlatitude westerlies, atmospheric CO₂, and climate change during the ice ages. *Paleoceanography*, 21(2).

Tolonen, K. I. M. M. O. (1984). Interpretation of changes in the ash content of ombrotrophic peat layers. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 56(1-2), 207-219.

Tonello, M. S., Mancini, M. V., & Seppä, H. (2009). Quantitative reconstruction of Holocene precipitation changes in southern Patagonia. *Quaternary Research*, 72(3), 410-420.

Tuhkanen, S., Kuokka, I., Hyvönen, J., Stenroos, S., & Niemelä, J. (1990). Tierra del Fuego as a target for biogeographical research in the past and present. In *Anales Instituto de la Patagonia* (Vol. 19, No. 2, pp. 1-107).

Vanneste, H., De Vleeschouwer, F., Martínez-Cortizas, A., Von Scheffer, C., Piotrowska, N., Coronato, A., & Le Roux, G. (2015). Late-glacial elevated dust deposition linked to westerly wind shifts in southern South America. *Scientific reports*, 5, 11670.

Vanneste, H., De Vleeschouwer, F., Bertrand, S., Martínez-Cortizas, A., Vanderstraeten, A., Mattielli, N., ... & Roux, G. L. (2016). Elevated dust deposition in Tierra del Fuego (Chile) resulting from Neoglacial Darwin Cordillera glacier fluctuations. *Journal of Quaternary Science*, 31(7), 713-722.

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(3), 400-409.

Villa-Martínez, R., Mansilla, J.C., Aravena, E. (2015). Las turberas como archivos de cambios paleoambientales. Cap. 3 p. 81 - 97. Funciones y servicios ecosistémicos de las turberas en Magallanes. Colección de libros INIA N° 33. Instituto de Investigaciones Agropecuarias. Centro Regional de Investigación Kampenaike. Punta Arenas, Chile.

Von Scheffer, C., Lange, A., De Vleeschouwer, F., & Schrautzer, J. (2019). 6200 years of human activities and environmental change in the northern central Alps. *E & G Quaternary Science Journal*, 68(1), 13-28.

Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S. P., & Jetel, M. (2011). Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews*, 30(21-22), 3109-3123.

Wedepohl, K. H. (1995). The composition of the continental crust. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 59(7), 1217-1232.

Weiss, D., Shotyk, W., Cheburkin, A. K., Gloor, M., & Reese, S. (1997). Atmospheric lead deposition from 12,400 to ca. 2,000 yrs BP in a peat bog profile, Jura Mountains, Switzerland. *Water, Air, and Soil Pollution*, 100(3-4), 311-324.

Yu, Z., Loisel, J., Brosseau, D. P., Beilman, D. W., & Hunt, S. J. (2010). Global peatland dynamics since the Last Glacial Maximum. *Geophysical Research Letters*, 37(13).

Zender, C. S., Miller, R. L. R. L., & Tegen, I. (2004). Quantifying mineral dust mass budgets: Terminology, constraints, and current estimates. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 85(48), 509-512.

ANEXO

A. Dataciones radiocarbónicas

RRBC1-2-3	(años)	(cm)	(cm)
Edad C14	Error	Profundidad	Correlación
-45	1	1,0098	de
180	45	3,2293	profundidad
135	25	5,6488	
195	30	9,278	
520	30	15,3268	
820	30	20,8756	
980	30	33,2732	
1055	40	41,7415	
2360	30	68,3705	
2265	25	80,94	
2410	30	93,7205	
3820	35	119,2	
5975	25	150	
RRBD-1-2			
70	30	25	12
1030	40	53	40
1955	33	92	71
4975	40	125	116
RRBE-1-2			
-7	1	1	3
-6	1	2	4
745	25	28	30
2015	30	67	68
3195	45	100	101

B. Modelo de edad con profundidad

Profundidad	Min (años)	Max (años)	Mediana (años)	WMediana (años)
1,0098	-47,7	-41,7	-44,7	-44,7
2,0195	-25,8	12,3	-16,2	-14,8
3,2293	-2,3	81,1	18	21,1
4,339	18,8	143,9	49,4	53,9
5,6488	43,6	217,7	86,4	92,8
6,8585	76,5	245	126,7	132
8,0683	98,5	258,5	170,8	172,9
9,278	114,9	293,2	211,2	213,5
10,4878	130,5	365	249,3	253,5

11,6976	193,4	417,9	304,6	309,3
12,9073	290,8	455,3	374,9	377,3
14,1171	354,2	499,5	445,5	445
15,3268	390,7	554,3	515,1	512,4
16,4366	436,6	610,2	565,5	562,6
17,5463	498,7	637,6	597,7	594,8
18,6561	554,5	668,8	629,6	627,4
19,8659	580,7	706	663,5	662,7
20,8756	590,3	740,8	692,2	692,1
22,1854	624,7	759,5	711,7	710,7
23,3951	653,4	782,6	726,3	725,7
24,7049	671,8	815,1	739,8	742
26,0146	680,1	850,9	753,9	758,2
27,2244	698,2	857,6	768,9	772,9
28,4341	715,3	867,2	785,4	787,8
29,5439	725,6	879,1	799,8	801,5
30,8537	735,7	899	816,3	817,7
32,0634	758,2	909,3	831,4	833,2
33,2732	775,3	921,3	846,8	848,9
34,4829	787,4	944,8	862,5	864,5
35,4927	795,4	969,3	874,5	877,2
36,7024	812,6	990,4	888,4	892,6
38,0122	829,8	1007,3	903,6	909,5
39,322	842,3	1031,4	917,8	926,3
40,5317	850,5	1052	930,3	941,3
41,7415	872,7	1082,4	950,6	965,6
42,9512	893	1134	981,1	996,2
44,161	906,4	1194	1012,7	1026,6
45,3707	916,5	1262,7	1041,2	1056,6
46,5805	937,6	1315,5	1075,3	1091,1
47,7902	962	1361,9	1118,8	1131,2
49	978,7	1426,2	1159	1171
50	987	1488,8	1190,3	1203,9
50,9159	996,4	1556,8	1216,2	1233,7
51,8318	1022	1584,2	1247,4	1262,7
52,8477	1043,4	1612,1	1282	1294,8
53,9636	1062,1	1644	1318,6	1330,1
55,0795	1077,7	1691,5	1354,6	1365,4
56,1955	1096,1	1743	1390,4	1401,5
57,3114	1140,7	1767,2	1431,8	1439,4
58,4273	1165,8	1796,2	1472,9	1477,5
59,5432	1193	1839,2	1509,3	1515,8
60,7591	1212,1	1902,8	1553	1557,2
61,775	1248,4	1934,6	1585,6	1590,4

62,8909	1283,4	1954,7	1623,3	1625,8
64,0068	1314	1983,7	1659	1661,8
65,0227	1344,2	2016	1692,7	1694,3
66,1386	1373,3	2057,8	1729,4	1730
67,2545	1427,6	2076,5	1770,1	1768,1
68,3705	1466,1	2096,4	1811,7	1806,6
69,5864	1499,8	2124,9	1857,3	1848,5
70,7023	1527,4	2159,7	1899,3	1887,1
71,8182	1585,1	2183,3	1936,3	1925,4
72,9341	1646,5	2198,7	1974,1	1963,5
74,05	1692,4	2217,6	2016,3	2001,8
75,1659	1728,5	2243,9	2056,5	2040,1
76,1818	1765,6	2269,6	2090,5	2074,2
77,2977	1859,9	2281,4	2119,7	2110,1
78,5136	1962,6	2295,6	2152,3	2148,9
79,7295	2055,1	2312	2184,3	2187,7
80,9455	2108,3	2335,8	2221,2	2227,4
82,1614	2146,7	2363,6	2252,1	2257,8
83,2773	2172,4	2408,5	2279,1	2285
84,3932	2186,6	2465,9	2304,8	2312
85,5091	2196,1	2529,4	2328,2	2338,8
86,725	2218,5	2569,6	2357,2	2368,4
88,0409	2245,2	2588,2	2393,3	2400,9
89,2568	2262	2613,7	2425,2	2430,8
90,3727	2277,3	2644,9	2450,3	2458,5
91,4886	2303,3	2675	2481,8	2488
92,6045	2336,5	2689,1	2527,9	2520,6
93,7205	2358,9	2709	2576,2	2553,1
94,7364	2374,5	2748,9	2608	2583
95,7523	2387,8	2808,7	2633,7	2612,7
96,8682	2432,1	2899,4	2689,6	2675,4
97,9841	2465,5	3039,5	2753,4	2747
99	2488	3191,1	2809,3	2811,9
100	2507,5	3337,8	2859,3	2875,4
100,5857	2518	3429,8	2889,5	2912,5
101,2714	2540,1	3510,4	2928,9	2956,4
101,9571	2585	3535,6	2975,4	3000,7
102,7429	2621,6	3565,1	3033,6	3051,1
103,4286	2648,5	3605,1	3082,5	3095,1
104,1143	2677,3	3647,9	3131,7	3139,5
104,9	2700,4	3704,5	3182,3	3189,8
105,6857	2720,3	3781,5	3229,6	3239,5
106,4714	2773,2	3829,9	3280,9	3289,6
107,5571	2855,4	3864,5	3356,1	3359,3

108,6429	2913	3906,5	3433	3429
109,6286	2950,7	3961,1	3501,6	3492,5
110,7143	2991,4	4043,2	3573,9	3561,5
111,8	3101	4087,4	3644,3	3634
112,8857	3218,4	4110,1	3719,1	3707,1
113,9714	3300	4150,5	3796	3780,7
115,0571	3362,9	4198,5	3875,4	3853,5
116,0429	3419,4	4258	3944,4	3919,5
117,1286	3618,8	4281,2	4003,4	3992,3
118,2143	3789,6	4314,1	4067,5	4066,1
119,2	3924,3	4356,2	4130	4134,2
120,1857	4011,9	4429,2	4196,9	4203,2
121,1714	4058	4515,7	4266,3	4275
122,1571	4113,2	4635,8	4344,8	4357,7
123,2429	4151,9	4833,6	4424,1	4447,8
124,4286	4178,8	5091,9	4507,4	4545,2
125,5143	4200,1	5323,6	4580,6	4633,6
126,6	4261,8	5467	4675,6	4729
127,6857	4323,8	5530,8	4787,3	4829
128,7714	4365,3	5633,2	4893,2	4929
129,6571	4402,6	5742	4976,1	5011
130,6429	4433,3	5896	5059,4	5100,6
131,8286	4523,7	6004	5157,8	5201,3
132,9143	4603,3	6063	5257,2	5292
134	4671,2	6131,7	5359,8	5382,4
135,0857	4718	6223,1	5460	5472,9
136,1714	4773,8	6328,2	5554,8	5561,9
137,3571	4899,8	6375,9	5664,4	5662,1
138,5429	4987,2	6431,2	5778,1	5762,6
139,6286	5047,8	6496	5883,2	5854,7
140,7143	5102,8	6580,9	5984,1	5946,1
141,8	5243,5	6626,3	6071,4	6035,1
142,9857	5388,8	6657,8	6170,8	6132
143,9714	5479,1	6692,7	6259,5	6212,4
144,9571	5546,5	6732,9	6347,2	6292,9
146,0429	5632,1	6800,3	6436,1	6381,6
147,1286	5879,1	6811,9	6512,4	6471,6
148,2143	6124,9	6828,7	6586,6	6561,6
149,2	6346,4	6851,6	6657,6	6643,6
150	6520,1	6876,2	6713,3	6709,9

C. Mediciones desde ICP-MS del material certificado.

	IAEA336 Ref (ug g ⁻¹)	IAEA336 Medido (ug g ⁻¹)	NIST1575A Ref (ug g ⁻¹)	NIST1575A Medido (ug g ⁻¹)	NJB94-1 Ref (ug g ⁻¹)	NJB94-1 Medido (ug g ⁻¹)
Na	0,032-357	261,14	66-111	25,36537264		37,36
Mg	564-921	525,6628017	982-1108	886,96	770	660,58
Al	585-800	630,85	491-600	489,11	900	743,33
P	610	433,13	1090- 1261	912,9138499	450	323,281636
K	1600-2000	1540,99	3700- 4310	3473,692812		
Ca	2314-2607	2134,714106	1900- 2820	2167,207855	10200	8038,057005
Sc	0,108-0,18	0,11	0,0967- 0,188			
Ti	41-86,6	28,35035335	5,1	4,697185601		
V	1,1-1,6	1,17	0,102- 0,187			
Cr	0,91-1,77	0,35	0,3-1,33			
Mn	59-70	58,98	435-517	409,2569118	36	27,05559406
Fe	385-453	346,22	27-192	37,18961763	3900	2889,192172
Co	0,25-0,31	0,24	0,053-0,5	0,038872277		
Ni	0,996-1,2	1,44	1,27-1,61	1,531219763		
Cu	2,9-4	2,46	2,66-3,4	2,22	2	1,18
Zn	24,9-36	24,62	32,8-47	29,94562769	9	6,29
Ga	0,174-0,3	0,069750869	0,031- 0,097	0,042922066		
Ge			0,009- 0,049	0,021027535		
As	0,5-0,7	0,54	0,034- 0,275	0,020240392		
Rb	1,43-1,91	1,44	15,1-16,4	13,914735		
Sr	8-10,07	7,419467474	6,44-7,5	5,675409439		
Zr	<10	1,01				
Mo	0,057	0,049444366	0,013- 0,0163			
Cd	0,104-0,13	0,111798268	0,199- 0,253	0,20	0,062	
Sn	0,115	0,01	0,03- 0,041			
Cs	0,09-0,113	0,10	0,275- 0,288	0,235058918		
Ba	5,4-8,23	5,66	5,34-7,6	4,831227934		
La	0,504-0,78	0,499787479	0,0375- 0,34	0,04		

Ce	1,02-1,3	1,027419055	0,093-0,75	0,09		
Pr	0,125-0,15	0,117423339	0,01-0,011	0,009288849		
Nd	0,506-0,6	0,509068845	0,039-0,042	0,044889922		
Sm	0,09-0,113	0,09992937	0,0416	0,01		
Eu	0,02-0,03	0,020084313				
Gd	0,094-0,099	0,093994922				
Dy	0,084-0,09	0,061510142				
Ho	0,016	0,012729534				
Er	0,047-0,049	0,031247264				
Tm	0,007	0,004978187				
Yb	0,02-0,08	0,029222239				
Lu	0,003-0,0066	0,003307541				
Hf	0,04-0,05	0,037997349				
Ta	0,011-0,013	0,005464756				
Pb	4,07-6,8	4,350991729	0,151-0,23	0,127026501	2,4	2,020235326
Th	0,112-0,148	0,088904233	0,013-0,205	0,01111981		
U	0,03-0,05	0,037716095	0,005	0,004451917		

D. Errores del material certificado.

	IAEA336 Error (%)	NIST1575A Error (%)	NJB94-1 Error (%)
Na	26,85045384	61,56761722	
Mg	6,79737559	9,6781087	14,20998195
Al	-7,837882514	0,384537891	17,4080174
P	28,99501666	16,24643579	28,15963643
K	3,68825273	6,116410482	
Ca	7,74787786	-14,06357134	21,19551956
Sc	2,108154911		
Ti	30,85279671	7,898321555	
V	-6,41609906		
Cr	61,67534651		
Mn	0,035830353	5,917951316	24,84557204
Fe	10,07193112	-37,73932455	25,91814942
Co	5,318819928	26,65608168	
Ni	-20,30618695	4,893182447	
Cu	15,08083815	0,206934404	41,00659941

Zn	1,132050878	8,702354601	30,14502063
Ga	59,91329348	-38,45827857	
Ge		57,08666415	
As	-8,170098193	40,46943425	
Rb	-0,582547331	7,849437083	
Sr	7,25665658	11,87252425	
Zr	No aplica		
Mo	13,25549779		
Cd	-7,498335013	1,51406868	
Sn	89,00665646		
Cs	-5,751318047	14,52402998	
Ba	-4,897140734	9,527566776	
La	0,835817624	3,185310348	
Ce	-0,727358371	4,474520986	
Pr	6,061329182	7,111514867	
Nd	-0,606491078	-6,880766407	
Sm	-11,03263387	82,95676959	
Eu	-0,421564118		
Gd	0,005402639		
Dy	26,7736409		
Ho	20,44041465		
Er	33,51645861		
Tm	28,8830422		
Yb	-46,11119608		
Lu	-10,25137413		
Hf	5,006628537		
Ta	50,32040354		
Pb	-6,903973691	15,8764896	15,82352809
Th	20,62122047	14,46300193	
U	-25,72031693	10,961667	