



Universidad de Concepción

Facultad de Ciencias Ambientales
Programa de Doctorado en Ciencias Ambientales mención Sistemas Acuáticos
Continetales

Historia climática, ambiental y cultural en cuencas del Centro-Sur de Chile de los últimos 1000 años, inferida a través de un enfoque multiproxy.



Tesis para optar al grado de

**Doctor en Ciencias Ambientales con mención en Sistemas Acuáticos
Continetales**

JOSÉ MAX TRONCOSO CASTRO

CONCEPCIÓN-CHILE
2019



Universidad de Concepción

Facultad de Ciencias Ambientales
Programa de Doctorado en Ciencias Ambientales mención Sistemas Acuáticos
Continetales

Historia climática, ambiental y cultural en cuencas del Centro-
Sur de Chile de los últimos 1000 años, inferidas a través de
un enfoque multiproxy.



Tesis para optar al grado de

**Doctor en Ciencias Ambientales con mención en Sistemas Acuáticos
Continetales**

JOSÉ MAX TRONCOSO CASTRO

Profesor Guía: Dr. Roberto Urrutia Pérez

Departamento de Sistemas Acuáticos, Facultad de Ciencias Ambientales
Universidad de Concepción

CONCEPCIÓN-CHILE
2019

Comisión Evaluadora de Tesis de Grado

Dr. Roberto Urrutia Pérez
Director de Tesis
Departamento de Sistemas Acuáticos
Facultad de Ciencias Ambientales
Universidad de Concepción

Dra. Nathalie Fagel
Co-tutor de Tesis
AGEs-Clays
Departamento de Geología
Universidad de Liege

Dr. Alberto Araneda Castillo
Evaluador de Programa
Departamento de Sistemas Acuáticos
Facultad de Ciencias Ambientales
Universidad de Concepción



Dr. Mauricio Aguayo Arias
Evaluador de Programa
Departamento de Planificación Territorial y Sistemas Urbanos
Facultad de Ciencias Ambientales
Universidad de Concepción

Dr. Jean-Pierre Francois Sepúlveda
Evaluador externo
Departamento de Geografía Física
Facultad de Ciencias Naturales y Exactas
Universidad de Playa Ancha

Agradecimientos

Primeramente quiero dar gracias a Dios por haberme permitido llegar a esta instancia. Él me acompañó, instruyó y dio gracia para que todas las personas a quienes agradeceré a continuación me apoyarán e instarán a estudiar y ser una mejor persona, esposo, padre, hijo, amigo, compañero y estudiante.

A Vivían, mi esposa amada, compañera del mil batallas, mi abrigo, confianza. Sin tu apoyo no lo hubiera logrado, infinitas gracias por ser quien eres, por tu paciencia y amor demostrado a cada instante.

A mi princesita Isabella, hija de mi vida. No hay motivación más grande que verte sonreír, preguntar, abrazar y besar. Eres la mejor partner del mundo. Muchas gracias por tu comprensión, amor y paciencia.

A mis padres y hermanos, por apoyarme en cada paso que he dado.

A todos los integrantes del Laboratorio de Palinología y Ecología Vegetal de UDEC-LA. Especialmente al Dr. Mauricio Rondanelli, por su amistad, consejo, coaching y por sobre todo, mostrarme el apasionante mundo de la ciencia y la palinología. Eduardo, Iván, Edgardo, Sofía, Natalia, Nataly. Gracias por creer en mí y estar ahí para todo lo que se me ocurra.

A mi director de Departamento MSc. Pablo Novoa Barra, por su incondicional apoyo y facilidades otorgadas para realizar mis perfeccionamientos.

A la Facultad de Ciencias Ambientales UDEC. Por aceptarme y recibirme siempre de forma grata. Sepan que cada uno de los integrantes de esta facultad a dejado su huella en mí, especialmente Andreita y Guillermo. Al Dr. Araneda por sus consejos y facilidades otorgadas en su laboratorio. A la Dra. Denisse Alvarez, por su apoyo y ayuda prestada en laboratorio y terrenos para el muestreo de esta tesis. Al cuerpo de académicos del programa de Doctorado en Ciencias Ambientales.

También quiero expresar las infinitas gracias a mi Tutor el Dr. Roberto Urrutia, quién me insto a participar de este doctorado, me apoyo incondicionalmente y tuvo una paciencia única conmigo. Siempre estaré en deuda.

Al profesor Fernando Torrejón, por instruirme en el uso de los registros históricos, por siempre darme una mano, por enseñarme y recordarme lo importante de la ética científica, por motivarme a venir a realizar este postgrado. De seguro me quedaré corto en las palabras de gratitud que tengo hacia su persona.

A mis compañeros de doctorado, Isis, Andy y su pequeña hija Nina, fueron una familia para mí estando en tierras lejanas. Muchas gracias por las palabras de aliento, por sus consejos y por escucharme. Infinitas gracias por sus detalles.

A mis compañeros Pablo y Gustavo, extrañaré esas noches y tardes de estudio, pero sobre todo los días de pesca, jejeje. Gracias a ustedes conocí acerca de peces y macroinvertebrados, como olvidar la Aegla y la Carmelita de Concepción, me guardo el mejor recuerdo suyo. Gracias por su apoyo.

De igual forma, quiero agradecer a la Vicerrectoría Académica de la Universidad de Concepción por el permiso otorgado para realizar este postgrado. A Conicyt por otorgarme la Beca de Doctorado N° 21140765. A los proyectos CRHIAM/Conicyt/Fondap por financiar esta investigación. Al Gobierno Europeo por otorgarme la Beca Erasmus Mundus para realización de estadía doctoral en Bélgica. A la Dra. Nathalie Fagel, por apoyarme y recibirme en el laboratorio AGEs-Clays del Departamento de Geología de la Universidad de Liege, para realizar esta pasantía y financiar muchos de los análisis de esta tesis. Siempre estaré agradecido.

Finalmente, quiero compartir algunas palabras que Dios me ha entregado durante este largo camino y que han sido mi apoyo para la realización de este doctorado

El levanta del polvo al pobre, del muladar levanta al necesitado para hacerle sentar con los príncipes, y heredar un sitio de honor (1 Samuel 2:8)

Dios no es hombre, para que mienta,

Ni hijo de hombre para que se arrepienta. (Números 23:19)

¡¡¡¡Muchas gracias a todos por ser parte de este sueño!!!!

Índice general

Resumen	2
Capítulo 1: Introducción	4
Hipótesis y Objetivos	23
Estructura del trabajo de tesis	26
Capítulo 2: A new multi-proxy record of environmental change over the last 1000 years on Chiloé Island: Lake Pastahué, south-central Chile (42°S).	27
Capítulo 3: Evidence of human and climatic impacts in the last 1000 years on the ecological landscape of the Purén Valley (38°S), south-central Chile.	39
Capítulo 4: Discusión General	83
Capítulo 5: Conclusiones	103
Bibliografía	105

Resumen

El cambio climático es un problema ambiental que, además de estar influenciado por condicionantes naturales, se relaciona con la deforestación, incendios naturales y antrópicos, erosión y pérdida de biodiversidad. Causa diversos efectos sobre la población humana y los ecosistemas acuáticos y terrestres. Gran parte de estos efectos se han identificado principalmente dentro del periodo geológico llamado el Holoceno, el cual se ha caracterizado por presentar variaciones climáticas relacionadas a la precipitación y temperatura. Para este período se ha estudiado, principalmente para el hemisferio norte, el último milenio, detectándose dos eventos climáticos de importancia, La Anomalía Climática Medieval (MCA), que se caracterizó por ser un período cálido ocurrido entre los siglos IX a XIV y La Pequeña Edad de Hielo (LIA) que fue una fase fría que se extendió desde el siglo XVI a finales del siglo XIX. Sin embargo, para el hemisferio sur aún existe poca información y claridad acerca de su ocurrencia y expresión. Bajo este contexto, el Centro-Sur de Chile, destaca como una zona de importancia para estudiar las variaciones climáticas y sus diversos efectos sobre la evolución cultural de los pueblos nativos, debido a que es una zona de transición climática y vegetal hasta ahora poco estudiada y que permite, además evaluar la respuesta de los pueblos nativos a los cambios en los ecosistemas acuáticos y terrestres en los que se insertaban. Esta investigación pretende abordar, a partir de un enfoque transdisciplinario, el cambio ambiental en diferentes escalas temporales (decadal y centenal) asociado a la variabilidad del clima y a la influencia de grupos humanos en el Centro-Sur de Chile. El objetivo de este estudio es reconstruir

comparativamente la historia climática, vegetal y cultural de cuencas de Chile Centro-Sur, para comprender el efecto de posibles cambios ambientales durante el último milenio mediante un enfoque multiproxy. Para esto se obtuvieron columnas sedimentarias de dos lagos ubicados en una transecta latitudinal, Valle de Purén en la vertiente Este de la Cordillera de Nahuelbuta ($38^{\circ}3'S$; $72^{\circ}58'W$) y Lago Pastahué, en la Isla Grande de Chiloé ($42^{\circ}22'S$; $73^{\circ}49'W$). De las muestras obtenidas se realizaron análisis radiométricos, isotópicos, sedimentológicos, polínicos y de carbón vegetal. La temporalidad se estableció mediante la elaboración de modelos de edad, mientras que para reconstruir el contexto histórico-ambiental se utilizaron fuentes documentales escritas de primera mano. Los resultados obtenidos, revelan la manifestación de la MCA (con aumento de temperatura y disminución de la precipitación) y la LIA (con aumento de frío y precipitación), aunque los dos sitios muestran leves asincronías en la manifestación de los eventos. El sitio de Purén, muestra la evidencia de cultivos (maíz, frutillas y papa) e intervención antrópica desde tiempos prehispánicos, con eventos de fuego en períodos de fases cálidas. El Lago Pastahué solo muestra intervención humana, desde inicios del siglo XX. Los antecedentes, permiten concluir que la utilización del fuego fue una costumbre frecuente de la población nativa del Valle de Purén. Que ocurrió la manifestación de la MCA, en Purén con condiciones cálidas y húmedas, mientras que en el Lago Pastahué prevalecieron condiciones cálidas y secas. La LIA, se manifestó de la misma manera en ambos ecosistemas, con una señal fría y húmeda. Finalmente, la implementación de cultivos estuvo sujeta a las condiciones ambientales favorables para especie y de la adopción de especies europeas por parte de los pueblos nativos.

CAPITULO 1

Introducción

I. Variabilidad Climática

El cambio climático global es una anomalía que se presenta en el clima a través del tiempo, ya sea debido a la variabilidad natural, a la actividad humana o como resultado de la interacción de ambos, estos cambios han estado presente durante toda la historia evolutiva del planeta, la cual se ha manifestado a través de variaciones, principalmente relacionadas con la temperatura y precipitación (Vuille *et al.* 2015). Estas variaciones han sido notorias durante el siglo XIX y XX, manifestándose con un rápido aumento de la temperatura en los últimos 150 años, sobre todo en el hemisferio norte (Jones *et al.* 1999). Las causas de este incremento de la temperatura han sido asociadas principalmente a aumentos en las concentraciones de CO₂, que han ido de los 280 ppm (periodo 1000-1750 AD) a los 400 ppm (2000-2015 AD), y que tiene como principal detonante el inicio de las actividades antrópicas desde el comienzo de la Revolución Industrial (Crowley, 2000; Gerber *et al.* 2003; IPCC, 2014). Sin embargo, esto es al parecer controversial debido a la existencia de una variedad de procesos naturales que fueron importantes en la era pre-industrial y que podrían explicar, en parte, la variabilidad climática en los dos últimos siglos (Jones y Mann 2004; Büntgen *et al.* 2011)

Parte de esta variabilidad en el clima se ha descrito dentro del período geológico llamado Holoceno (~ los últimos 11.500 años), que ha sido caracterizado a nivel global como una etapa de mucha variabilidad climática a escalas de tiempo

milenario, centenario y decadal (Flantua *et al.* 2015). Durante el Holoceno se desarrollaron las sociedades humanas y la agricultura, las cuales se vieron afectadas o modeladas por esta variabilidad ambiental natural (Moreno *et al.* 2009a). Estas interacciones han sido escasamente estudiadas pese a su relevancia histórica, siendo muy limitado el conocimiento que se tiene sobre éstos cambios climáticos en relación a su extensión, magnitud y recurrencia (Mayewski *et al.* 2004). Numerosos registros instrumentales han permitido detectar un aumento efectivo de temperaturas medias globales desde mediados del siglo XX (Mann *et al.* 1999). Esta tendencia es, a juicio de algunos autores, un calentamiento sin precedentes en el contexto del último milenio (Mann *op cit.*). Otros estudios en cambio, la consideran como un ciclo más dentro de la alta variabilidad del clima Holocénico (Esper *et al.* 2002; Soon *et al.* 2003).

Durante estos ciclos de cambios, la temperatura y la precipitación han sido señaladas, en el extremo sur de Sudamérica, como variables determinantes en la estructuración del paisaje, específicamente en el sur de Patagonia y en la Península Antártica, a través del análisis de diferentes proxies en testigos obtenidos desde lagos y hielo (Heusser, 1995; Mc Culloch y Davies, 2001; Markgraf *et al.* 2003; Huber *et al.* 2004; Gilli *et al.* 2005; Wille *et al.* 2007; Bently *et al.* 2009; Moreno *et al.* 2009b; Tonello *et al.* 2009, Rondanelli *et al.* 2011). Las variaciones climáticas durante el Holoceno se han atribuido a los fenómenos asociados a las fluctuaciones de la temperatura y de la precipitación en diferentes escalas de tiempo (Villalba *et al.* 1998). Algunos de ellos tienen lugar a escalas de tiempo de milenios, como los vinculados a los patrones de irradiación solar

(Renssen *et al.* 2005), mientras que otros están relacionados con escalas cortas de tiempo, como el fenómeno de la migración de los vientos del oeste al polo norte y el fortalecimiento, o variación a largo plazo, en la intensidad y frecuencia de El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) (Moy *et al.* 2002, 2009). Considerando la información paleopalinológica y paleoclimática existente para Chile, destaca la escasez de análisis para el último milenio.

Durante este último periodo de tiempo el clima mundial no fue estable, reportándose dos eventos climáticos importantes para el Hemisferio Norte: La Anomalía Climática Medieval (Medieval Climate Anomaly, MCA) y la Pequeña Edad de Hielo (Little Ice Age, LIA). LA MCA se caracterizó por presentar temperaturas más cálidas entre 800 y 1300 AD, mientras que la LIA fue un periodo que presentó un descenso en las temperaturas entre aproximadamente los años 1300 y 1850 AD (Soon *et al.* 2003; Villalba, 1990; Villalba *et al.* 1990, 1994, 2003; Jones *et al.* 1998, 1999, 2001; Summerhayes, 2015). En ambas anomalías los cambios en las temperaturas implicaron aumentos o descensos de 0.5 a 1°C con respecto al promedio global (Soon *et al.* 2003). Contrario a esto, en Sudamérica, los trabajos publicados sobre la temática son escasos (Soon *et al.* 2003; Haberzettl *et al.* 2005), por lo cual está presente la discusión acerca de la ocurrencia de estos eventos en el Hemisferio Sur (Mann, 2001). Algunos trabajos han abordado la temática de la MCA y la LIA en Chile (Villalba, 1990, 1994; Lara y Villalba, 1993; Ortlieb *et al.* 2000; Lamy *et al.* 2001; Jenny *et al.* 2002; Bertrand *et al.* 2005; Koch y Kilian, 2005; Araneda *et al.* 2007, 2009; Urrutia *et al.* 2007, 2010; Fletcher y Moreno, 2012; Carrevedo *et al.* 2015; Koch, 2015); sin embargo, éstos

han contemplado en menor grado el estudio polínico como indicador ambiental. Ambas anomalías climáticas, en el Hemisferio Norte, están asociadas a variaciones en las temperaturas; mientras que en América del Sur, específicamente en el centro y sur de Chile, están asociadas a variaciones en los niveles de humedad (Lamy *et al.* 2001; Jenny *et al.* 2002; Bertrand *et al.* 2005). Un mayor conocimiento sobre la variabilidad climática presente y del pasado reciente en Chile centro sur permitirá entender mejor hasta qué punto dicha tendencia está influenciada por ciclos y condiciones naturales y cuánto ha sido afectada por la actividad humana.

II. El fuego como modelador del ambiente.

Dentro de la mencionada variabilidad climática de alternancia entre periodos húmedos y secos, determinada por aumento de temperaturas y disminución de la precipitación, el fuego ha estado presente durante todo el Holoceno como agente modelador del paisaje (Armesto *et al.* 1995, Veblen *et al.* 2003). El comportamiento del fuego, es decir, su intensidad, frecuencia y extensión determinan el régimen de incendios de un área determinada, por estas razones los regímenes varían geográficamente y han desempeñado un papel importante en la ecología y en la evolución de la vegetación en nuestro planeta (Higuera *et al.* 2011). La información de paleo regímenes de fuego en un lugar determinado puede ser obtenida principalmente de dos fuentes de información: i) los anillos de crecimiento de árboles marcados con cicatrices de fuego y ii) la presencia de partículas de carbón presentes en sedimentos lacustres (Whitlock y Larsen, 2001).

Las distintas fuentes proveen información complementaria respecto a regímenes de fuegos a múltiples escalas temporales y espaciales (Whitlock *et al.* 2010).

Los datos de anillos de árboles proporcionan reconstrucciones con un alto nivel de resolución temporal, generalmente abarcando los últimos 400 años (Lara *et al.* 2012). Los registros sedimentarios, en cambio, permiten trabajar a escalas de tiempo mayores pero con resoluciones temporales habitualmente de décadas (Whitlock *et al.* 2003). Otra fuente de información que puede dar cuenta de los regímenes de fuego son los registros históricos, los cuáles suelen tener extensiones espaciales y temporales muy acotadas (Torrejón *et al.* 2013).

Las partículas macroscópicas de carbón pueden ser identificadas bajo la lupa como fragmentos negros, angulosos y generalmente planos, confundibles a primera vista con otras partículas de sedimentos como minerales o cutículas de insectos, razón por la cual es necesario diferenciarlos a través del patrón de fractura del carbón, que es siempre anguloso (Whitlock y Larsen, 2001). El documentar la historia de fuego con alta resolución espacio-temporal permite complementar y ampliar las reconstrucciones proporcionadas por la dendrocronología y los registros históricos, así como también provee una oportunidad para examinar cómo los regímenes de fuego fueron condicionados por cambios climáticos y vegetacionales (Veblen *et al.* 2003). Hoy en día existe un interés creciente en determinar cómo podrían verse afectados los regímenes de fuego en el futuro, a consecuencia del aumento de las temperaturas proyectadas para las próximas décadas (Anderson y Wahl, 2015). En conjunto con estudios palinológicos, los estudios de regímenes de paleo-fuegos pueden proporcionar

evidencia sobre la frecuencia y tendencia del fuego, así como posibles controles ambientales o culturales (Millsbaugh y Whitlock, 1995, McWethy *et al.* 2014; Sottile *et al.* 2015). La acumulación de carbón macroscópico en los sedimentos dependerá de las características del fuego, junto con los procesos de transporte y depositación de carbón. De acuerdo al modelo propuesto por Whitlock y Larsen (2001) y Whitlock y Anderson (2003) es posible agrupar las partículas de carbón preservadas en los sedimentos en carbón primario y secundario. El carbón primario es incorporado en los sedimentos durante y al poco tiempo después del evento de fuego, mientras que el secundario corresponde al carbón introducido posteriormente, durante los años sin fuego, como resultado del proceso de escorrentía (Whitlock y Larsen, *op. cit.*; Whitlock y Anderson, *op. cit.*). Las partículas macroscópicas de carbón (>125 μm de diámetro) tienen un área de dispersión bastante acotada, por lo cual aquellos niveles estratigráficos con abundancia de partículas, que sobrepasan los valores de variación de fondo (background), son considerados como eventos locales de fuego (Whitlock, 2001).

La interpretación de la serie temporal de carbón se basa en la capacidad de calibrar los valores máximos de carbón con acontecimientos de fuego de edad conocida, aportada ya sea por datos dendrocronológicos o documentos históricos (Whitlock y Larsen, 2001). El éxito de las reconstrucciones de historia local del fuego usando análisis de partículas macroscópicas de carbón es demostrado por la correspondencia cronológica encontrada entre los años con eventos de fuego, inferidos a partir de anillos de crecimiento, y los niveles estratigráficos con abundante presencia de partículas de carbón (Millsbaugh y Whitlock, 1995;

Whitlock *et al.* 2015). En un año dado, la ocurrencia y severidad del fuego son gobernadas por los patrones particulares del clima y las condiciones meteorológicas locales, lo cual influye en la humedad del combustible, las condiciones para la ignición y comportamiento del fuego (Kitzberger *et al.* 1997; Kizberger, 2003).

La intensidad y duración de un incendio, en ocasiones es determinada por la geomorfología de la cuenca (Whitlock *et al.* 2006). A escala de tiempo interanual, la disponibilidad de combustible y la estabilidad de los ecosistemas son afectados por variaciones en el clima, relacionadas con interacciones océano-atmósfera, tales como ENOS (Moy *et al.* 2002, 2009, Tedeschi y Collins, 2015), la corriente fría de Humboldt y la corriente circumpolar austral (Schmithüsen, 1956; Oberdorfer, 1960; Swart *et al.* 2015). A escalas mayores de tiempo, la alternancia de períodos húmedos y secos durante los últimos siglos y milenios han cambiado la composición y estructura de los ecosistemas, las superficies afectadas, los regímenes de fuego y las características de la sedimentación posteriores a un evento de fuego (Whitlock, 2004; Iglesias *et al.* 2015).

En este contexto, varios estudios palinológicos han postulado que la ocurrencia de los incendios del pasado en el sur de Chile se asocia con actividades humanas prehistóricas (Heusser, 1987, 1990, 1994; Haberle y Bennett, 2004; Huber *et al.* 2004, Henríquez *et al.* 2015). Otros estudios sugieren que el principal impulsor de la actividad del fuego es la alta variabilidad del clima con baja humedad efectiva (Markgraf y Anderson, 1994; Moreno *et al.* 2001). El estudio de partículas de carbón vegetal sedimentario y la composición polínica de ambientes sedimentarios

como humedales y lagos, permiten reconstruir la dinámica de incendios y de la vegetación en el pasado (Whitlock y Larsen, 2001). Algunos estudios palinológicos (Szeicz *et al.* 1998; Haberle *et al.* 2000) y estudios dendrocronológicos (Veblen *et al.* 1992; Kitzberger *et al.* 1995; Szeicz, 1997), han abordado esta temática y sugieren que la quema extensiva habría tenido lugar desde la ocupación europea y que, por ejemplo, ha sido un factor determinante en la muerte regresiva de los bosques de *Pilgerodendron uviferum* D. Don (Florin) en Patagonia, y en la creación de un paisaje irregular abierto (Innes, 1992; Haberle y Bennett, 2001; Szeicz *et al.* 2003).

Las tendencias de varios milenios de actividad del fuego también se encuentran en los registros sedimentarios lacustres de la Región de los Lagos del sur de Chile, con importantes variaciones milenarias y variaciones a sub-escalas milenarias entre los sitios (Abarzúa y Moreno, 2008, Moreno *et al.* 2015). En particular, estos registros demuestran, por primera vez, cambios en la vegetación ligados a la ocurrencia de incendios locales (Moreno, 2004), como por ejemplo, los incendios que causaron la expansión brusca de los árboles de *Weinmannia trichosperma* Cav. y *Tepualia stipularis* (Hook. & Arn.) Griseb., hace ~13.200 años cal. AP (años antes del presente). Resultados similares se han reportado en el Archipiélago de los Chonos (44–47°S), que muestran la expansión de las mismas especies en ~ 13.000 años cal AP (Haberle y Bennett, 2004).

Debido a que la historia del fuego reconstruida en estos estudios se basa en el recuento de partículas microscópicas de carbón, es difícil determinar si el registro estratigráfico representa una señal local, extra-local o regional (Tinner *et al.* 1998;

Tinner y Hu, 2003). Esta distinción es importante para entender el comportamiento de la vegetación a largo plazo y la dinámica de fuego a nivel de cuenca o paisaje.

III. Especies indicadoras en el registro palinológico

Para reconstruir la historia vegetacional y el paisaje a través del tiempo, utilizando para ello el método clásico de comparación entre datos fósiles y vegetación actual, las especies características de la asociación vegetal, ligadas fuertemente a las condiciones del ambiente, juegan un rol importante (Rondanelli, 2001). Estas especies indicadoras poseen en general una sensibilidad elevada y suelen ser las primeras en desaparecer o en modificar su densidad dentro de la comunidad cuando el medio acusa algún grado de modificación; también suelen ser las últimas en reinstalarse cuando se restablecen las condiciones originales (Roig 1973; Birks y Birks, 1980). El conocimiento de estas especies indicadoras, aporta una información valiosa en la reconstrucción paleoecológica. (Li *et al.* 2015).

En este sentido, el conocimiento de las preferencias ecológicas actuales de las especies es fundamental para tener un patrón de comparación con la vegetación del pasado (Xia, 2012). Una simplificación inductiva que se emplea para la reconstrucción climática es la siguiente: si una especie que hoy es típica de ambientes fríos y húmedos, es hallada depositada en materiales de una determinada época del pasado podemos inferir que el clima durante ese periodo era frío y húmedo (Iversen, 1964). Por supuesto, el proceso de interpretación de la ecología de ambientes pasados no es tan simple y se deben considerar

numerosos aspectos tales como la interacción entre las especies dentro de una comunidad vegetal, la amplitud ecológica de los taxones, etc. (Whitney *et al.* 2015).

Respecto de lo anterior, y para estudios paleoclimáticos realizados en ecosistemas nacionales, la familia Poaceae, que es descrita para Chile por Marticorena y Rodríguez (1995) como un grupo de especies vegetales relacionado a ambientes áridos. Estudios paleoclimáticos realizados en la costa semiárida de Chile (32°S) (Maldonado y Villagrán, 2002) y también en la Patagonia Argentina (Mayr *et al.* 2005), los aumentos porcentuales de este grupo son interpretados climáticamente como periodos de mayor aridez. Sin embargo, en estudios paleoclimáticos en la zona central de Chile es utilizado como indicador de humedad (Heusser, 1990; Jenny *et al.* 2002; Villa-Martínez *et al.* 2003; Valero-Garcés *et al.* 2005). La respuesta disímil podría deberse a las características hidrológicas propias de cada localidad (Strother *et al.* 2015).

La presencia de las coníferas chilenas tales como *Fitzroya cupressoides* (Molina) I.M. Johnst. y *Podocarpus nubigena* Lindl., indican condiciones frías en un ecosistema. Por su parte, *Austrocedrus chilensis* (D. Don) Pie. Serm. et Bizarri. se caracteriza por ser una especie heliófila, resistente a la sequía y a la acción del viento (Souto *et al.* 2015). Así mismo, la presencia del taxón polínico *Pilgerodendron uviferum* determina un ambiente con altas precipitaciones y suelos permanentemente saturados de agua (Szeicz *et al.* 2003; Lara *et al.* 2006, Bannister, 2015). La abundancia de los taxa polínicos *Eucryphia*, *Caldcluvia*, *Weinmania trichosperma*, *Tepualia stipularis*, actuales elementos termófilos del

bosque valdiviano, estarían indicando condiciones relativamente más templadas, tal como se describe en diagramas polínicos de lagos del Sur de Chile (Villa-Martínez *et al.* 2012, Henríquez *et al.* 2015; Moreno *et al.* 2015).

Por otro lado, es importante mencionar que la aparición de los taxa Asteraceae, Amaryllidaceae, *Acaena* y *Rumex acetosella*, generalmente en los últimos centímetros de los perfiles polínicos, evidencia en su conjunto ecosistemas sujetos a antropización (Villa-Martínez y Moreno, 2007). A lo anterior debemos sumar el problema actual de erosión del suelo derivado de la quema masiva de los bosques nativos del país, que ha propiciado la repoblación de muchas zonas quemadas con especies arbóreas alóctonas de rápido crecimiento, fundamentalmente de coníferas tales como: *Pinus radiata*, *Pinus ponderosa* y *Pseudotsuga menziessi* (Urrutia *et al.* 2010; Rondanelli *et al.* 2012; Troncoso *et al.* 2015).

Sin embargo, en la información entregada por las investigaciones palinológicas anteriormente señaladas, éstas solo mencionan brevemente la influencia de la variable antrópica, sin ahondar en la temática. En conclusión, hay un escaso análisis de la historia humana del último milenio y su relación con los cambios recientes del paisaje vegetal, donde ésta se ha desarrollado, inferida a partir de los estudios polínicos. Una probable causa de esta situación puede deberse a la baja resolución con la cual se analizan los ensambles polínicos a lo largo de la columna de sedimento.

IV. Estudio del efecto antrópico (pre y post hispánico) en los ecosistemas chilenos

Si bien es cierto que la presencia humana en gran parte de nuestro territorio se extiende a todo el Holoceno, se ha interpretado que ésta ha sido reducida, en términos de impacto en el paisaje; el uso de tecnologías rudimentarias fue lo que probablemente impidió un efecto significativo sobre el ambiente (Armesto *et al.* 1995, Campbell y Quiroz *et al.* 2015). Sin embargo, Mayer (1955) para el periodo ~ 600 años AP menciona que previo a la llegada de los españoles ya existían áreas despobladas de bosques, destinadas a la agricultura y ganadería autóctona en diversos sectores de las actuales regiones del Bío-bío y Araucanía. El uso del fuego, con el objetivo de despejar terrenos para cultivos, fue especialmente utilizado entre los pueblos nativos del sur (Huilliches y Alacalufes) (Wilhelm, 1968). Evidencias palinológicas de este periodo son entregadas por los trabajos de Szeicz *et al.* (2003), quienes trabajando con un registro polínico desde el Lago Facil (44°S), sugieren que los episodios de quemaduras por los pueblos nativos ocurridos durante los últimos 600 años fueron el principal factor en la disminución de los bosques de *Pilgerodendron uviferum* (D. Don) Florin. De igual manera, Maldonado y Villagrán (2002), trabajando en la región costera semiárida de Chile (32°S), atribuyen a causas antrópicas el aumento de *Maytenus boaria* Mol. y Asteraceae y la completa desaparición de *D. winteri* durante los últimos 600 años. Sin embargo, el mayor impacto en los ecosistemas del centro-sur de Chile se inicia con el arribo de los españoles en el siglo XVI (Altamirano y Lara, 2010). Éstos destruyeron, mediante el fuego, grandes extensiones de bosque esclerófilo,

especialmente en el llano central, para desarrollar la agricultura y la ganadería (Quintanilla, 2000). Por otra parte, la construcción de fuertes de defensa y primeros asentamientos poblacionales también significó la utilización intensiva de madera (Donoso y Lara, 1995; Cisternas y Torrejón, 2002; Torrejón y Cisternas, 2003; Torrejón *et al.* 2004). Por otra parte, debe destacarse también, la intensificación de la tala de los bosques de *F. cupressoides* (alerce) en las riberas del seno de Reloncaví y de la Isla Grande de Chiloé por parte de los colonizadores, durante el siglo XIX (Donoso, 1983, Torrejón *et al.* 2011).

En el período de La Colonia se inicia la tala selectiva de especies arbóreas. En particular, se explotaron *Quillaja saponaria* Mol. (quillay) y *D. winteri* (canelo) para aprovechar su corteza, *Peumus boldus* Mol (boldo) para uso medicinal, *Jubaea chilensis* (Mol.) Baillon (palma chilena) para consumir sus frutos y miel. Posterior a este periodo comienza la tala de *Austrocedrus chilensis* (D. Don) Pic. Ser. Et Bizz (ciprés de la cordillera) para utilizar su madera en construcción ferroviaria y alumbrado público y de *Nothofagus obliqua* (Mirb.) Oerst (roble) para fines de construcción habitacional (Saelzer, 1977).

Posteriormente (~ 1850 A.D.) el impacto sobre los ecosistemas boscosos continuó relacionado al despeje de terrenos para el cultivo del trigo, construcción de casas, puentes y postes. En el extremo sur de Chile comienza la colonización alemana entre Valdivia y Llanquihue, quemándose grandes extensiones de bosques (Wilhelm, 1968). Durante este periodo se enmarcan los trabajos polínicos de Szeicz *et al.* (1998) quienes sobre la base de un estudio realizado en el sur de Chile (45°S; 72°W) concluyeron que la disminución del bosque de *Nothofagus*

durante el siglo XIX fue el resultado del impacto humano. De igual forma, Jenny *et al.* (2002) y Villa-Martínez *et al.* (2004) concluyen que los cambios vegetacionales en la cuenca de Laguna Aculeo (lat. 34°S, Chile central) durante los últimos 250 años estuvieron más relacionados a la deforestación humana que al clima.

V. Utilización de cultivos

Hasta los años noventa las estrategias de trashumancia y de agricultura de subsistencia implementadas por los grupos étnicos que habitaron Chile durante el periodo prehispánico permanecían sin mayor conocimiento. Sin embargo, durante los últimos años se han logrado avances significativos, particularmente en el conocimiento acerca de la utilización de recursos naturales y modificación del paisaje (Dillehay, 2014; Campbell, 2015). Los actuales resultados de la información arqueobotánica indican que las poblaciones indígenas prehispánicas alternaban las estrategias agrícolas y de recolección de acuerdo a las condiciones variables del entorno adaptativo y la disponibilidad estacional de recursos silvestres (Silva, 2010). Es decir, durante la estacionalidad productiva relacionada con la productividad floral y de frutos (primavera/verano), distintos grupos de familias indígenas se reunían en los sectores que consideraban aptos para cultivo y sembraban maíz (*Zea mays*), papa (*Solanum sp.*), quinoa (*Chenopodium quinoa*), mango (*Bromus mango*) y frutilla (*Fragaria chiloensis*) (Massone *et al.* 2007).

Es sabido que una parte mayoritaria de la dieta alimenticia de los pueblos nativos de Sudamérica era sustentada por cereales, principalmente por maíz (Falabella *et al.* 2008). La producción de maíz es muy variable, debido a que depende de algunos parámetros clave como la temperatura y la precipitación (Claessens *et al.* 2012). La alta variabilidad del clima durante el último milenio habría influido en la evolución de los métodos de producción tradicional de cultivos alimentarios (Fagan, 2000). Aunque el maíz se encuentra en la mayoría de las regiones tropicales y subtropicales de América, requiere de condiciones térmicas e hidrológicas especiales para su desarrollo como cultivo (Maddonni, 2012). La temperatura y la humedad extremas pueden tener efectos negativos (Gil *et al.* 2014). Las bajas temperaturas generan heladas que afectan el desarrollo de tejidos, también el estrés por exceso de temperatura durante el periodo de floración puede tener efectos negativos sobre los rendimientos de estos cultivos (Treu y Emberlin, 2000).

Un bajo contenido de agua en el perfil del suelo produce daños similares. En zonas áridas de Chile, la agricultura se habría limitado a áreas con riego o con abastecimiento de agua complementaria proporcionada por ríos, esteros u arroyos (Dillehay, 2007; Dillehay, 2010; Dillehay, 2014). Estructuras de regadío tipo terrazas se han registrado para algunas partes de Chile (Dillehay, 2010), aunque no son muy abundantes. Desde esta perspectiva, gran parte de los cultivos podían ser plantados en áreas naturales con humedad edáfica necesaria, o simplemente donde se pudiera regar manualmente (Bonzani y Dillehay, 2006). Las variaciones interanuales de precipitación y temperatura que se manifestaron durante eventos

MCA y LIA, quedarían de manifiesto en la dinámica polínica de estos cultivos (Pfister y Brazdil, 2006; Rull *et al.* 2011; Sapart *et al.* 2012).

La diversidad de sistemas naturales terrestres y acuáticos, principalmente en el Centro-Sur de Chile, acompañado de cierto grado de movilidad residencial, tiempos de dispersión/agregación de los grupos indígenas y de instancias de abandono de las prácticas productivas para abastecerse de recursos de caza y recolección, habría permitido a la población reche-mapuche contar con un gran nicho de disponibilidad alimentaria (Bengoa, 1996). En este trabajo se busca alcanzar una resolución polínica/taxonómica que permita realizar una aproximación a las especies cultivadas por la población reche-mapuche, utilizando para ello, específicamente, los espectros polínicos, la información arqueobotánica e histórica y con ello, discutir la presencia prehispánica de cultígenos. En forma paralela, se busca relacionar la bonanza de productividad agrícola con eventos climáticos pasados que inducen a una mayor productividad y aumentos en la densidad poblacional.

VI. Contexto Ambiental y Cultural

Comprender la evolución del paisaje es un problema complejo que requiere de la interacción de diversas disciplinas bajo un objetivo en común, donde se involucran variables humanas y variables ambientales, tales como el clima, la vegetación y la geomorfología (Michelutti *et al.* 2015). Esta investigación pretende discutir, a partir de un enfoque transdisciplinario, la condición ambiental asociada a variabilidad

climática e influencia en el centro-sur de Chile. Como se ha señalado anteriormente, los depósitos sedimentológicos, geoquímicos y biológicos que se archivan en los sedimentos de los lagos proveen información de larga data y una adecuada resolución temporal, para observar la dinámica de los ecosistemas que rodean una determinada cuenca (Coleman *et al.* 2015).

La cuencas hidrográficas del Centro-Sur de Chile, ofrecen una excelente oportunidad para establecer relaciones directas entre el cambio ambiental (clima y vegetación) y la ocupación humana desde periodos prehispánicos en el área, y así entregar información sobre el rol de los grupos humanos y su cultura en la transformación del paisaje (Rondanelli, 2001; Villagrán, 2001; Abarzúa, 2009; Fletcher y Moreno, 2012). A diferentes escalas temporales, las poblaciones humanas y el ambiente físico interactúan a través de procesos ecológicos dinámicos (Dillehay, 2014). La utilización del agua, del bosque y las interacciones con otros organismos, constituyen la base de la explotación de la naturaleza por parte de la sociedad que la habita (Dillehay *et al.* 2007). Las actividades humanas, como el sedentarismo, las prácticas agrícolas, el uso intensivo de los recursos naturales, alteran de manera significativa los procesos ecológicos y sociales (Zavala y Dillehay, 2010). En este sentido, las respuestas humanas son establecidas, en general, por variables socioeconómicas que actúan a escala de paisaje ligadas a la variabilidad ambiental generada en la vegetación y el clima (Bush *et al.*, 2015).

El papel de las actividades humanas en la modificación del paisaje, generando movimiento de material sedimentario desde las cuencas hacia los lagos ha sido

registrado a través de estudios paleoambientales en diversas partes del mundo. Un caso de estudio conocido a nivel mundial, es el documentado en Mesoamérica, principalmente en el actual territorio de Guatemala, donde se evaluaron los cambios de los ecosistemas a través del aporte de sedimentos en lagos en relación con disturbios culturales de la sociedad Maya clásica y su decaimiento asociado a la disminución del régimen de precipitaciones en la zona, determinados a través de isotopos estables (e.g. Binford *et al.* 1987; Brenner *et al.* 2001). En Chile, las modificaciones del paisaje realizadas por los grupos humanos han tenido distintas características y magnitud, según la dimensión de las poblaciones y el nivel de desarrollo tecnológico alcanzado (Donoso, 1983; Lara *et al.* 2012).

Los cambios experimentados en los ecosistemas boscosos y acuáticos chilenos están ligados fuertemente a la política y legislación vigente en distintos periodos históricos y a las costumbres culturales de los grupos humanos. Desde tiempos prehistóricos, en el centro-sur de Chile, los grupos indígenas utilizaban el fuego para preparar los campos de cultivo de especies nativas como la quínoa, el maíz, la teca y el madi, que más tarde fueron reemplazados por especies europeas (Gay, 1865; Donoso, 1983, Torrejón *et al.* 2004, Campbell, 2015).

Los registros arqueológicos indican la temprana presencia de grupos indígenas en el centro-sur de Chile, así lo corrobora la existencia de sitios pretéritos (Periodo Arcaico, ~12 ka AP) en Chile central y sur, tales como Tagua-Tagua (33°S, Montané, 1968; Heusser, 1983) y Monte Verde (41°S, Pino y Dillehay, 1988).

Durante el Cuaternario, el clima ha presentado variaciones que han sido documentadas en los trabajos de investigadores de diversas disciplinas. Los

reiterados ciclos glaciales del Pleistoceno causaron efectos en la vegetación del sur y de la cordillera de los Andes, la que fue relegada hacia las partes bajas de la Cordillera de la Costa y valle Central (Darwin, 1859; Simpson, 1983; Heusser, 1990; Villagrán *et al.* 2004), representando áreas de refugio glacial para varias especies (Villagrán *et al.* 1998; Villagrán, 2001). Para el Holoceno se han efectuado estudios que reflejan la historia vegetal y paleoclimática de Chile central (30-34°S) (Heusser, 1990; Maldonado y Villagrán, 2001; Villa-Martínez *et al.* 2003) y sur (41-56°S) (Heusser, 1966; Villagrán, 2001; Abarzúa *et al.* 2004; Moreno, 2004; Haberle y Bennett, 2004; Markgraf *et al.* 2007, Moreno *et al.* 2012, 2014, 2015; Villa Martínez *et al.* 2012). Estos registros paleoclimáticos coinciden en describir el Holoceno temprano como un periodo notoriamente más cálido y seco que la actualidad, donde los elementos más xéricos/esclerófilos invadieron el paisaje en Chile central y centro-sur. Estas condiciones serían consecuencia de un debilitamiento del Cinturón de vientos del oeste e intensificación del Anticiclón del Pacífico (Caviedes, 1972; Villagrán y Varela, 1990; Lamy *et al.* 1999; Abarzúa y Moreno, 2008; Kaiser *et al.* 2008, Fletcher y Moreno, 2012). En el centro-sur de Chile, la variabilidad del clima y sus posibles efectos sobre la vegetación y cultivos nativos, frecuencia de incendios, crecimientos poblacionales y respuesta de los ecosistemas acuáticos durante los últimos 1000 años, son aún desconocidas.

Por estos motivos, el enfoque multiproxy propuesto en esta tesis permite evaluar la respuesta y sensibilidad de los ecosistemas acuáticos y terrestres a los impactos climáticos y humanos del pasado reciente, y con ello inferir el

comportamiento futuro de las comunidades que habitan en el territorio, bajo entornos y características similares a las que hubieron en el pasado.

Registros ambientales del pasado reciente, provenientes del centro-sur de Chile, son indispensables para entender la globalidad del fenómeno climático a lo largo del país, sobre todo en un área climática e históricamente sensible a variaciones ocurridas durante el pasado.

Preguntas de Investigación

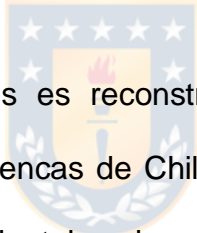
1. ¿Existe evidencia biológica, sedimentológica y/o cultural de ocurrencia de eventos MCA y LIA en el Centro-Sur de Chile durante el último milenio?
2. ¿Existe relación entre los eventos (MCA y LIA) con aumentos o disminución de especies cultivadas en periodos climáticos favorables/desfavorables?
3. ¿Cuál es la temporalidad y magnitud del impacto humano en el paisaje vegetal del Centro-Sur de Chile?
4. ¿Qué factores, humanos, climáticos o ambos, han condicionado la ocurrencia de fuego en esta zona?

Hipótesis y Objetivos

Hipótesis 1: Si los fenómenos climáticos, Anomalía Climática Medieval (MCA) y La Pequeña Edad de Hielo (LIA) se manifestaron durante los últimos mil años de conformación del paisaje de los ecosistemas en estudio, entonces, dichos

fenómenos debieran estar reflejados a través del aumento o disminución de taxa polínicos indicadores de temperatura y precipitación, y en la variación de los proxies sedimentológicos.

Hipótesis 2: Si la utilización del fuego, para el despeje de la vegetación es una costumbre frecuente por parte de la población indígena prehispánica, entonces, dicha costumbre debiera estar reflejada en la dinámica de la vegetación, con una alta frecuencia de eventos de fuego registrada en la presencia de macropartículas de carbón en los sedimentos.



El objetivo general de esta tesis es reconstruir comparativamente la historia climática, vegetal y cultural de cuencas de Chile Centro-Sur, para comprender el efecto de posibles cambios ambientales durante el último milenio mediante un enfoque multiproxy. A su vez se plantean como objetivos específicos:

- 1- Establecer una relación entre la historia sedimentológica y biológica de los ecosistemas en estudio, frente a cambios climáticos ocurridos durante el último milenio, a través de la caracterización de los proxies sedimentológicos (granulometría, materia orgánica, carbonatos, susceptibilidad magnética) e indicadores biológicos (polen, isótopos estables y carbón vegetal) de los testigos analizados.

2- Determinar la historia de fuego en la zona de estudio mediante el análisis de partículas micro y macroscópicas de carbón preservadas en los sedimentos.

3- Reconstruir la historia vegetal, cultural y de fuego de los sitios en estudio en relación a especies cultivadas y efecto de intervención antrópica (Prehispánica y Colonización), relacionándolo con la presencia de pólenes indicadores de perturbación y de cultígenos preservados en los sedimentos lacustres.



Estructura del trabajo de tesis

Para el desarrollo de esta tesis, se muestrearon 2 ecosistemas ubicados a diferentes latitudes. En cada sitio se evaluaron las mismas preguntas, hipótesis y objetivos. Cada ecosistema en estudio, representa un capítulo de la tesis. A continuación se presenta una discusión general acerca de los resultados comparativos de los sitios y finalmente se concluye.

El enfoque metodológico utilizado en esta tesis se presenta en la figura 1.

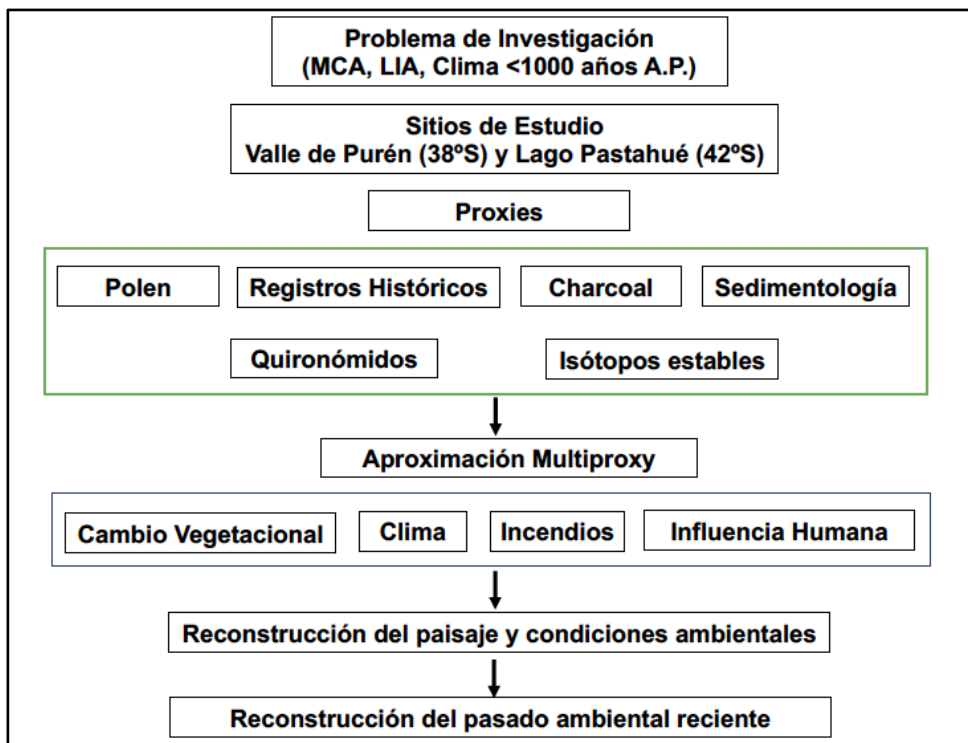
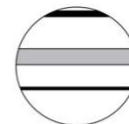


Figura 1. Esquema explicativo de la aproximación metodológica utilizada en esta investigación.



Research paper

A new multi-proxy record of environmental change over the last 1000 years on Chiloé Island: Lake Pastahué, south-central Chile (42°S)

J Max Troncoso Castro,^{1,2,3} Carolina Vergara,¹ Denisse Alvarez,^{1,4} Gustavo Díaz,¹ Pablo Fierro,⁵ Alberto Araneda,¹ Fernando Torrejón,¹ Mauricio Rondanelli,² Nathalie Fagel⁶ and Roberto Urrutia¹

The Holocene
2019, Vol. 29(3) 421–431
© The Author(s) 2018
Article reuse guidelines:
sagepub.com/journals-permissions
DOI: 10.1177/0959683618816492
journals.sagepub.com/home/hol
 SAGE

Abstract

Knowledge of past environmental and climatic conditions of lake ecosystems on Chiloé Island on a millennial scale is limited. Hence, this study fills a gap in our understanding of this part of southern Chile. The aim of this study was to reconstruct the environmental and climatic history of the last 1000 years of Lake Pastahué through a multi-proxy sediment core analysis. The 1-m-long core was subsampled every centimeter for the organic matter, magnetic susceptibility, grain-size distribution, and biological indicator (pollen, chironomids) analyses. The age model was constructed from ²¹⁰Pb, ¹³⁷Cs, and ¹⁴C activity. Pollen results revealed a North Patagonian forest composition represented by *Nothofagus*, *Weinmannia*, *Drimys*, *Tepualia*, Myrtaceae, Poaceae, and Pteridophyta. The abundance of *Rumex* and *Pinus* in the most recent part of the pollen assemblage reflects a clear anthropogenic impact. The sedimentological parameters and chironomid assemblage show similar variations, which highlight changes in the trophic state of the lake. The changes observed in all proxies suggest the influence of climate events such as the ‘Medieval Climate Anomaly’ (MCA) and ‘Little Ice Age’ (LIA). The variations observed since the beginning of the 20th century could be the result of the combined effect of anthropogenic activities and the increase in temperature recorded in south-central Chile and Patagonia.

Keywords

Chile, chironomids, last millennium, LIA, MCA, multi-proxy, pollen

Received 30 December 2017; revised manuscript accepted 28 September 2018

Introduction

It is important to understand environmental impacts and responses on different time scales to understand past, current, and future trends in climatic and environmental variations (Latorre et al., 2016). Such climatic variability has been described in the Holocene period (~the last 11,500 years), which has been characterized globally as a stage of great variability on millennial, centennial, and decadal time scales (Flantua et al., 2016). During the Holocene, human societies and agriculture developed and were themselves affected or modeled by this natural environmental variability (Moreno et al., 2009). These interactions among humans, the climate, and the environment have been little studied despite their historical importance, and knowledge of these climate changes in terms of their extent, magnitude, and recurrence is very limited (Mayewski et al., 2004). Numerous instrumental and paleoclimatic records have made it possible to effectively detect an increase in global temperature means since the mid-20th century (Ahmed et al., 2013; Jones and Mann, 2004). According to some authors, this warming trend is unprecedented in the context of the last millennium (Mann et al., 2009). Other researchers, however, consider it to be another cycle within the high variability of the Holocene climate (Esper et al., 2002; Soon and Baliunas, 2003). During this time period, the world climate has been unstable and two important climate events have been reported in

the Northern Hemisphere: the ‘Medieval Climate Anomaly’ (MCA) and the ‘Little Ice Age’ (LIA). The MCA was a period with warmer temperatures between AD 800 and 1300, whereas the LIA was a period with a drop in temperatures between ca. AD 1300 and 1850 (Jones, 2001; Soon et al., 2003; Summerhayes, 2017). In both anomalies, the temperature changes involved increases or decreases of 0.5–1.5°C compared with the global average (Soon et al., 2003). While the topic has been widely reported in the Northern Hemisphere, there are few publications

¹School of Environmental Sciences, University of Concepción, Chile

²Laboratory of Palynology and Plant Ecology, University of Concepción, Chile

³School of Education and Social Sciences, Adventist University of Chile, Chile

⁴School of Science, Universidad Santo Tomás, Chile

⁵Institute of Marine Science and Limnology, Austral University of Chile, Chile

⁶AGES-Clays, Sedimentary Environments and Geochemistry, Department of Geology, University of Liege, Belgium

Corresponding author:

J Max Troncoso Castro, School of Environmental Sciences, University of Concepción, Casilla 160-C, Concepcion 4451032, Chile.

Email: josemaxtroncoso@gmail.com

on it in South America (Haberzettl et al., 2005; Soon and Baliunas, 2003); hence, the discussion on the occurrence of these events in the Southern Hemisphere is ongoing (Mann, 2001). Some works have addressed the topic of the MCA and the LIA in Chile (Araneda et al., 2009; Bertrand et al., 2005; Carrevedo et al., 2015; Fletcher and Moreno, 2012; Villalba, 1994); however, there are very few that have used a multi-proxy approach to interpret climate behavior.

South America is the only land mass that transects almost the entire southern gradient from the tropics to the sub-Antarctic latitudes, thus making it an important place for the study and discussion of global climate dynamics (Fletcher and Moreno, 2012). Chiloé Island, in southern Chile (41–43°S), is an important area to examine the interactions among the environment, climate, and anthropogenic impacts (Pesce and Moreno, 2014). Some paleoecological studies have been conducted in this island territory, but few have examined in detail the effects of recent climate change at high temporal resolutions using multiple biological and sedimentological indicators. Although these studies have recorded millennium-scale changes in precipitation and temperature since the Last Glacial (Henriquez et al., 2015; Maximum Abarzúa and Moreno, 2008), there has been no detailed analysis of the last millennium that shows the response of the environment to climate events manifested on this time scale and its relation to anthropogenic impacts.

Significant advances have been made in the study of the last millennium in Chile (Bertrand et al., 2005), as well as in recent multi-decadal and inter-annual reconstructions of temperature variations in the recent past in South America (Neukom et al., 2011). Yet, this information is still insufficient to establish the effect of recent climate change on the ecosystems and their response to anthropogenic disturbances.

Tree ring (Roig et al., 2001) and lake sediment records (Moreno et al., 2014; Urrutia et al., 2010; Von Gunten et al., 2009) have been used in the study of environmental, climatic, and anthropogenic changes during the late Holocene. These records have revealed significant changes over the last millennium, with some showing synchrony with the LIA (AD 1500–1850) and MCA (AD 800–1350) (Chambers, 2016), although the temporality and intensity of the climate signal often reveal disparities (Flantua et al., 2016).

Historical records serve as another proxy to reconstruct the environmental conditions of past centuries (Bradley and Jones, 1993), providing information with a high temporal resolution. Few reports on Chiloé Island include historical data (Abarzúa and Moreno, 2008) to allow an interpretation of human effects on the environment. Chiloé has historical records that date from its time as part of a Spanish colony, which can serve as a foundation for contemporary environmental reconstruction (Otero, 2006). Some environmental historical studies (Torrejón et al., 2004, 2011; Urbina, 2011) have indicated that a large part of the anthropogenic impact on the Island of Chiloé took place in the post-Hispanic period (>AD 1850), since the indigenous population used forests for private consumption and worked with rudimentary tools, and there is a lack of evidence that fire was used to clear vegetation; therefore, it is unlikely that their intervention had any significant effect on the environment (Torrejón et al., 2011). Against this background, we hypothesize that if the MCA and LIA were manifested on Chiloé Island, with magnitudes of change similar to those of the events in the northern hemisphere, it would be possible to track them through our multi-proxy approach that combines records from the watershed (pollen) and the lake itself (chironomids, sedimentological properties), as well as records from historical sources from the most recent periods.

This study presents a multi-proxy analysis of biological indicators (pollen and chironomids) and sedimentological indicators (organic matter (OM), magnetic susceptibility (MS), and

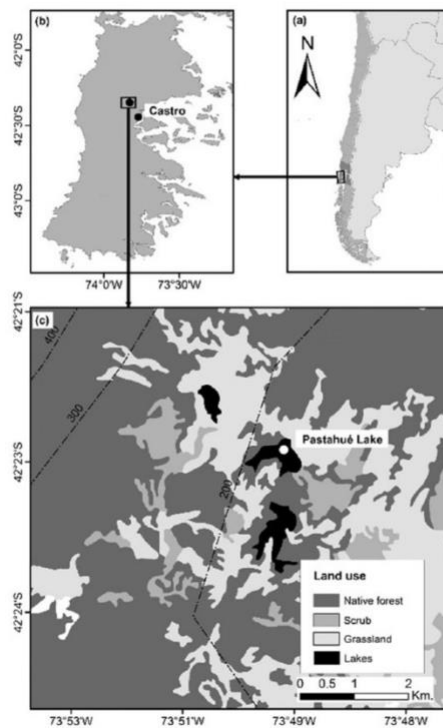


Figure 1. Location of Lake Pastahué: (a) South America, (b) the Island of Chiloé, and (c) current land use types and core location (42°22'S; 73°49'W).

granulometry) of a sediment core from Lake Pastahué (42°22'S; 73°49'W, 150 m a.s.l.), as well as historical records, in order to determine the environmental response to climate events and anthropogenic activities over the last 1000 years (MCA and LIA). The following questions are addressed:

- Are the MCA and LIA events evidenced in the sedimentary record on Chiloé Island?
- If so, how are they expressed and for how long?
- Did colonization affect this part of Chiloé and, if so, what was its impact on this lake ecosystem?

Material and methods

Study area

Lake Pastahué (42°22'S; 73°49'W) is located 10 km NW of Castro at an altitude of 150 m a.s.l. (Figure 1) on the eastern side of Chiloé Island. The climate in the area is temperate rainy, with precipitation throughout the year, but less rain during summer. The precipitation pattern results from the displacement of the westerly wind belt toward the Equator in summer and toward the pole through the annual cycle, respectively. The annual average temperature is 11°C, with winter temperatures reaching 0°C and summer temperatures 17°C. The average annual precipitation is 2500 mm. This ecosystem is located in the driest part of the island, with >4000 mm of annual rainfall on its western slopes and ~2000 mm on its eastern slopes (Dirección General de Aguas (DGA), 1987). It reflects the orographic effect of the coastal mountain range.

Table 1. AMS radiocarbon ages from bulk sediment or shells from Lake Pastahué.

Lab code	Material	Core depth	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	^{14}C yr BP $\pm 1\sigma$	Calibrate age (AD/BC) Min (mean) max
ETH-58315	Sediment	51.5	-28.3	1390 \pm 28	AD 600 (AD 63) AD 670
ETH-58316	Sediment	66.5	-28.9	1580 \pm 28	AD 410 (AD 480) AD 550
ETH-58317	Sediment	75.5	-24.2	1980 \pm 28	BC 20 (BC 15) BC 10
ETH-58318	Shells (conchiolin)	103.5	-28.1	2390 \pm 28	BC 490 (BC 445) BC 400

The Lake Pastahué sub-basin forms part of a small system of lakes associated with glacial morphogenesis (Arenas, 2001). It has a surface area of 0.4 km² and a maximum depth of 17 m. Hydrologically, it is a closed basin, in which no continuous surface effluents or tributaries are observed. There are no data regarding the thermal regime of this lake; however, information from Lake Auquilda (Arenas, 2001), which is located 500 m away and has the same origin and a similar shape and size, can be used as a reference. This lake has a monomictic temperate thermal regime, with thermal stratification between January and April, when the thermocline is at an approximate depth of 4.5 m. The maximum surface temperature is 19°C, with an almost 10° difference between the epilimnion and the hypolimnion. Lake Auquilda is characterized by an anoxic hypolimnion during the entire stratification period, a characteristic that it may share with Lake Pastahué. The annual variation in the water level of the lake likely fluctuates around 50 cm, using Lake Auquilda as a reference. A map of current soil use was obtained through the CONAF et al. (1997) native forest land registry and processed with ArcGIS 9.1 software (Figure 1). The study area presents a mixed productive structure of native forest, managed livestock pastures, and cropland. The native vegetation composition can be categorized as 'North Patagonian forest' (Schmithusen, 1956), the distributional center of which is between latitudes 41 and 43°S. Some elements of the Valdivian forest are also observed throughout the entire study area, represented essentially by *Eucryphia cordifolia*, *Aextoxicon punctatum*, *Gevuina avellana*, *Amomyrtus meli*, and *Caldecluvia paniculata*. The dominant species are common to both the Valdivian forest and the North Patagonian forest, including *Myrceugenia planipes*, *Amomyrtus luma*, *Laurelopsis philippiana*, and *Nothofagus dombeyi* (Villagrán, 1985). The study area is therefore at the interface between those two regional formations.

Coring and sedimentological parameters

A 110-cm-long sediment core was obtained in the deepest part of the lake using an Uwitec gravity corer. Then, in the laboratory, the sediment core was divided lengthwise into two halves. One of these was used to determine MS and the other was cut every centimeter for the sedimentological and biological analyses. During the cutting, organic residue (shell) and bulk sediment were separated for the radiocarbon analyses (Table 1).

MS (in 10⁻⁸ SI) was measured using a Bartington susceptibilimeter with an MS2E sensor at a resolution of 1 cm.

The OM content was estimated using the Loss-on-Ignition (LOI) technique. The analysis was performed at each centimeter of the sediment core. About 1 g of dry sediment was heated for 4 h at 550°C (Heiri et al., 2001). LOI550 variations are related to the OM input from the watershed and productivity changes in the lake system.

Grain-size analysis was performed with a Malvern Mastersizer 3000 laser particle size analyzer. About 5 mg of sediment were treated with H₂O₂ (30%) in a thermal bath to eliminate OM. The OM-free samples were then analyzed using water as a dispersant. The percentage by volume of each size fraction was analyzed using the Gradistat program.

Chronology and age model

The chronology was established by determining the radioisotopes ²¹⁰Pb, ¹³⁷Cs, and ¹⁴C. ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs activity was analyzed by high-efficiency gamma spectrometry with a germanium detector, equipped with a cryocycle in the EPOC laboratory (Oceanic and Continental Environments and Paleoenvironments) at the University of Bordeaux, France. The ¹⁴C AMS radiocarbon analyses were performed in the ETH laboratory in Zurich, Switzerland. Four samples were analyzed: three were bulk sediment and one the shell of *Diplodon* sp. (conchiolin) (Table 1).

For ²¹⁰Pb, the ages were obtained using the constant rate supply (CRS) model, which assumes a variable sedimentation rate over time. In order to obtain the radiocarbon ages, the ¹⁴C values were calibrated with OxCal 3.10 software (Bronk Ramsey, 2005) using the SHCal13 calibration chart (Hogg et al., 2013). Finally, all the estimated ages were processed with R software using the Clam code (Blaauw, 2010) to construct the chronological model, assigning ages to undated layers using linear interpolation.

Pollen analysis

The samples were processed every 2 cm for palynological analysis using the classic methodology of Faegri and Iversen (1989). HCl (10%) was added to the dry sediment, with two tablets of *Lycopodium* added as a foreign marker to calculate the pollen concentration in grains per gram of dry sediment (Stockmarr, 1971). To perform the microscopic analysis, an aliquot of the pollen concentrate, of known volume, was mounted using the Hydro-matrix mounting medium. The pollen grains were identified with the aid of the pollen atlases of Heusser (1971) and Markgraf and D'Antoni (1978), which specialize in the native vegetation of Chile and Argentina, respectively. The pollen count was determined under a Carl Zeiss Axiostar trinocular optical microscope (at magnifications of 10× and 40×). In all, 300 pollen grains per preparation were counted as the minimum, excluding fungal and fern spores. The pollen counts were organized in a data matrix, with the pollen type values expressed in percentages.

Chironomid analysis

For the chironomid analysis and processing, 30 samples taken every 2 cm (until a core depth of 60 cm) from the same core used for pollen were examined. A total of 600 head capsules from the sediment were processed based on the standard methodology for fossil chironomid preparation (Brooks et al., 2007). Next, the head capsules were separated under an Olympus SZ stereoscopic zoom microscope (10–40×), and for the final identification of the capsules, an Olympus CX31 trinocular optical microscope (10, 40, or 100×) was used. For the taxonomic determination of the head capsules, the chironomid identification guides of Brooks et al. (2007), Cranston (1996), Epler (2001), Ruiz-Moreno et al. (2000), and Massaferrero et al. (2013) were consulted, which allowed a comparison of the extracted material with the current species, staying consistent with the taxonomy proposed for the Southern Hemisphere. The pollen and chironomid diagrams were constructed in the TILIA program (Grimm, 1987) and using the strat.plot function in the Rioja package (Juggins, 2017).

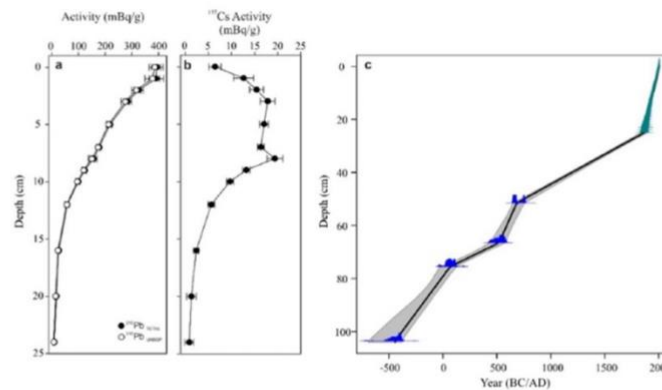


Figure 2. Age model of Lago Pastahué: (a) Isotope activity profile of ^{210}Pb (mBq/g) calculated according to a Constant Rate Supply (CRS) model. (b) Isotope activity profile of ^{137}Cs (mBq/g). Note the marked increase at 8 cm which according to the age model would correspond to AD 1964. (c) Age depth model constructed by linear interpolation with the R software and the Clam code (Blaauw, 2010). The upper part was calculated from Cs and Pb data, the lower part was derived from four radiocarbon ages: three were bulk sediment and one the shell of *Diplodon* sp. (conchiolin) (Table 1).

Data analysis

In order to determine the different associations in the profile, a cluster analysis of both pollen and chironomids was performed with CONISS (Grimm, 1987). The dissimilarity index or Euclidean distance gives the degree of similarity between the layers. This clustering method establishes the variance within the groups (Birks and Gordon, 1985). Once the percentage data on the pollen and chironomids were collected, a detrended correspondence analysis (DCA) was applied to determine the species turnover throughout the profile (Birks, 1998). This was done using the Vegan (Oksanen et al., 2015) and Rioja (Juggins, 2017) packages in R software. Finally, a broken-stick model test was used to determine whether the proposed zonings were statistically significant (Bennett, 1996).

Historical records

The use of historical records to reconstruct the past environments of Chiloé Island required an exhaustive selection and analysis of bibliographical sources from the 18th and 19th centuries. These were first-hand documentary sources, including geographic descriptions made by explorers of the area. Later, all the documentary historical data were analyzed, with a focus on references to the climatic aspects of the area. In addition, specialized dictionaries were used (Corominas, 1976; Novo and Chicarro, 1957; Real Academia Española, 1933) to allow the meaning of key concepts used by the explorers to be understood. Finally, the historical data were compared with data obtained through the analysis of the biological proxies.

Results

Sedimentological parameters

MS is stable from 110 to 8 cm, with only a small increase at 49 cm ($4 \text{ SI} \times 10^{-8}$). From 8 cm upward, it undergoes an exponential increase until the surface ($20 \text{ SI} \times 10^{-8}$). The mean grain size is relatively stable throughout the core. The abundance of OM presents some minor changes, increasing from 43% in the lowest part of the core (60–40 cm) to 49% in the upper part of the core (16–0 cm) (Figure 5).

Chronological model and sedimentation rates

^{210}Pb activity varied between 394 ± 22 and 10 ± 3 mBq, presenting a sharp decay as depth increased (Figure 2a). The application of the CRS model enabled the age of the most recent layers to be determined, which was validated with the ^{137}Cs profile. The profile of this last radioisotope (Figure 2b) showed a marked increase at 8 cm, which, according to the age model, corresponds to AD 1964 ± 1.1 (Figure 2c), coinciding with the period of greatest ^{137}Cs concentration in the Southern Hemisphere (Ribeiro Guevara and Arribère, 2002).

All the ages estimated from the ^{210}Pb and ^{14}C analysis maintained a stratigraphic order and were used for the chronological model of Lake Pastahué. The applied linear interpolation established that the sediment core spans the last 1400 years.

The sedimentation rates, calculated using the chronological model, varied between 0.02 and 0.10 cm/year in the deepest layers of the profile (100–25 cm), while an increase in the sedimentation rate between 0.20 and 0.26 cm/year occurred toward the surface layers, which correspond to the mid-18th century.

Pollen

The Lake Pastahué pollen record, along with the CONISS cluster analysis and the broken-stick model significance test, made it possible to identify three important areas in the sediment column (Figure 3). These zones, from the base to the surface, are described below.

Zone PI (60–31 cm; from ca. AD 600–1555). In this section, *Nothofagus antarctica/dombeyi* (30%), together with *Weinmannia trichosperma* (15%), *Tepualia stipularis* (15%), and *Eucryphia/Caldcluvia* (10%), dominates almost the entire spectrum. *Gaultheria* (5%) and *Escallonia* (5%) appear continuously in the scrub. Pasture grass appears consistently throughout this zone (3%), whereas the marshy component, represented only by Juncaceae, reaches 5%. Toward the end of this period, a decrease in thermophilic taxa (*Weinmannia*, *Tepualia*, *Eucryphia/Caldcluvia*, and *Fuchsia*) and a considerable increase in *Nothofagus antarctica/dombeyi* (35%) are observed. In the herbaceous layer, Poaceae is steady at 3%, whereas fungal spores remain at 5% throughout this zone. For the first time

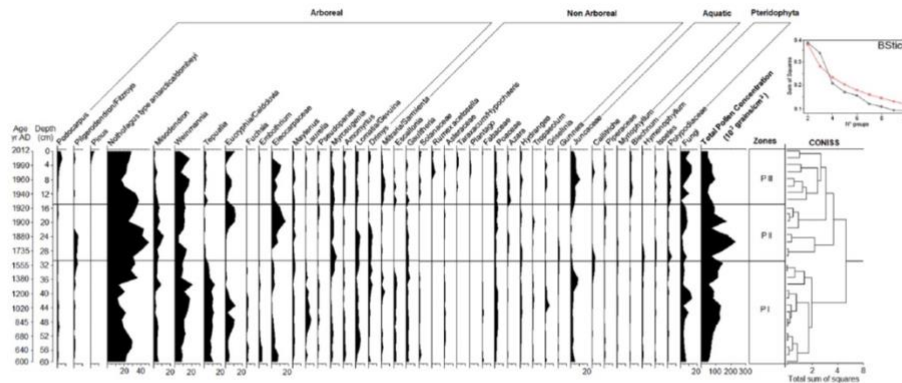


Figure 3. Pollen diagram of Lake Pastahué. The figure presents the percentage abundance of the plant species present in the sediment core >1%, with a minimum count of 300 pollen grains per depth. The observed stratigraphic zones (PI, PII, and PIII) are reported on the right scale. They were confirmed by CONISS statistical treatment. The broken-stick model is presented in the right inset (Bennett, 1996).

in the profile, the presence of *Callitriche* (3%) and ferns from the family Polypodiaceae (<3%) is noted. The pollen content suggests the establishment of a Valdivian forest.

Zone PII (31–15 cm; from ca. AD 1555–1920). From AD 1555 to 1800, new environmental changes are noted, under colder and more humid conditions. Aquatic taxa of the genera *Myriophyllum* (3%) and *Isoetes* (<3%) increase. *Callitriche* increases to 7% and the ferns *Blechnum*, *Hymenophyllum*, and Polypodiaceae, which altogether total 10%, appear. Regarding scrub, *Gaultheria* (6%) stays constant, whereas *Escallonia* disappears in this section. The arboreal layer is best represented in the profile by *Nothofagus antarctica/dombeyi* (35%) and *Pilgerodendron/Fitzroya* (5%); *Myrceugenia* and *Amomyrtus* have a greater presence than in the previous zone, with approximately 10%. *Drimys winteri* and *Lomatia/Gevuina* reach 10%, reinforcing the assumption of higher moisture in the system.

Later, from ca. AD 1880, *Weinmannia* consistently increases its participation until reaching 20%, with *Tepualia* reaching 15% and *Misodendrum* 10%. *Nothofagus antarctica/dombeyi* records a remarkable increase of 40%, whereas *Podocarpus* remains at 3%. Moreover, arboreal elements like *Drimys*, *Gevuina/Lomatia*, and *Laurelia* disappear. Meanwhile, the herbaceous component, with Poaceae (5%) and Asteraceae (<5%), stays the same. The minimal presence of aquatic elements in this section of the zone suggests a system with a warm-dry environment.

Zone PIII (15–0 cm; from ca. AD 1920–2012). This wide pollen zone is characterized by the reduction of woodland elements and the appearance of exotic taxa. *Nothofagus antarctica/dombeyi* reaches approximately 25%, while *Podocarpus* (<5%), *Weinmannia* (15%), and *Eucryphia/Caldcluvia* (10%) increase toward the top of the diagram. The presence of *Pinus* pollen is also observed in the arboreal layer, demonstrating the introduction of this fast-growing taxa. In the non-arboreal component, Poaceae remains at 3% and introduced plants – *Rumex* (3%), *Taraxacum/Hypochaeris* (3%), and *Plantago* (3%) – appear, indicating human activity. The marsh environment is represented by Juncaceae (5%), *Callitriche* (3%), and *Blechnum* (3%), while aquatic taxa appear intermittently. The ecosystem in this area of the diagram reveals the development of biological communities under warm conditions with reduced humidity and a clearly altered system.

Chironomids

The chironomid assemblage was composed mainly of 21 taxa, with the most abundant in the entire record being *Polypeditum* (50%), *Tanytarsini 1A* (30%), *Chironomus anthracinus* (5%), and *Labrundinia* (3%).

There were 600 head capsules for the entire record, with a low number in many of the analyzed centimeters. These low abundances meant that the broken-stick model used to test the significance of the CONISS cluster analysis indicated that no group was significant (Figure 4). Nevertheless, according to the main groups formed in the cluster, some tentative groups may still be suggested in CONISS, which could be useful for interpreting the chironomid behavior throughout the core sequence (Figure 4).

Zone CHI-I (60–31 cm; from ca. AD 600–1555). This zone is characterized by a great abundance of *Polypeditum*, which, however, presented low numbers at the beginning of the zone. Other taxa that present greater abundance throughout the record are *Gymnometriocnemus/Bryophaenocladus*, *Chironomus anthracinus*, *Apsectrotanypus*, and, to a lesser extent, *Riethia*, *Cladopelma*, *Cryptochironomus*, and *Parachironomus*. The tribes Tanytarsini 1B and Tanytarsini 1D show the greatest abundance in this zone.

Zone CHI-II (31–15 cm; from ca. AD 1555–1920). As in the previous area, *Polypeditum* continues its dominance, although it shows a marked decrease. Other taxa that reach their maximum abundance during this area include *Chironomus plumosus*, Tanytarsini 1A, Tanytarsini B, and Tanytarsini 1B. *Lymnophyes*, *Cricotopus*, and *Riethia*. *G./Bryophaenocladus* are completely absent from this zone.

Zone CHI-III (15–0 cm; from ca. AD 1920–2012). In this period, almost all the taxa in the assemblage present a decrease. *Polypeditum* exhibits an increase compared with the previous period, reaching one of its greatest abundance levels. *Ablabesmyia* also recovers its abundance in this period and Tanytarsini 1D reaches its maximum abundance. *Lymnophyes* presents a slight increase compared to zone CHI-I, although its abundance was more or less stable throughout the record. In contrast, *Chironomus plumosus* disappears completely at the beginning of this period.

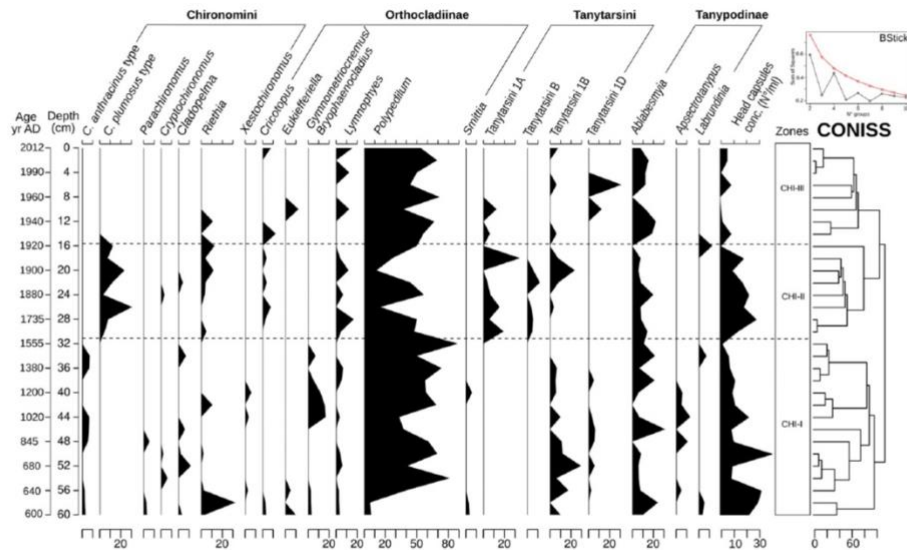


Figure 4. Chironomid diagram of Lake Pastahué. Percentage abundances of the species present in the sediment core > 1% are presented. The results are derived from a total counting of 600 cephalic capsules for the entire registry. The stratigraphic zones (CHI-I, CHI-II, and CHI-III) and Coniss results are plotted on the right axis of the figure. The broken-stick model is presented in the right inset (Bennett, 1996).

Discussion

The Lake Pastahué sediment record allows a reconstruction of the climatic and environmental variations of the last 1400 years on Chiloé Island and provides information on the response of the lake system to natural and anthropogenic changes.

Temperature increase and manifestation of the MCA

Regarding pollen assemblages, the highest percentage of abundance of thermophilic taxa was observed in zone PI (Figure 3), between ca. AD 800 and 1300, and was characterized by taxa typical of the temperate Valdivian forest such as *Weinmannia trichosperma*, *Tepualia stipularis*, and *Eucryphia/Caldcluvia*, suggesting warm conditions in this period. This same trend was reported by Henríquez et al. (2015) in continental Chiloé between BP 7500 and 1000, a period characterized by high temperatures.

The absence of aquatic taxa in this period suggests a moisture shortage in the system, with only traces of marsh taxa that reveal to a certain extent the amphibious nature of the system (Troncoso et al., 2015). The low abundance of taxa characteristic of the Chiloé forest, represented in the diagram by *Myrceugenia* and *Amomyrtus*, and the gradual decrease of *Elaeocarpaceae* both indicate a decrease in precipitation and an increase in temperature. Warm conditions in this period were also recorded at Laguna San Pedro 38°S (Fletcher and Moreno, 2012) and Laguna Escondida 45°S (Elbert et al., 2013). A similar trend of warm conditions in the same time frame was observed in central Chile at Laguna Aculeo (34°S; Von Gunten et al., 2009), although with a delay (AD 1100–1350) in comparison with Pastahué.

The chironomid assemblage (Figure 4), despite having a low concentration of head capsules in the overall profile, presented some changes that may be associated with climatic or trophic variations. The presence of *Polypeditum*, a taxon typical of high-productivity environments, together with the greater abundance of *Gymnometrocnemus/Bryophaenocladus*, a taxon common to semi-terrestrial ecosystems, suggests the lake was influenced considerably by the terrestrial ecosystem or had a lower water level similar to that of a marsh. Massaferró et al. (2009) also

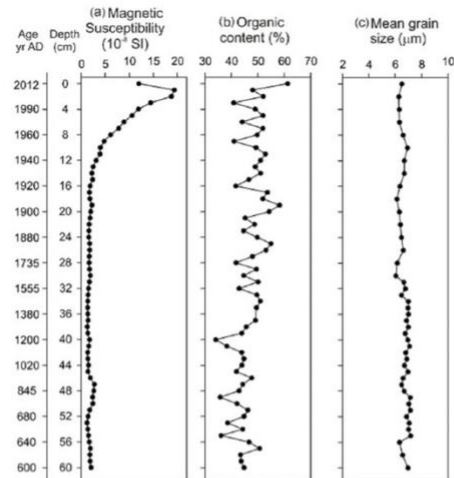


Figure 5. Sedimentological parameters: (a) Magnetic susceptibility in SI units $\times 10^{-8}$, (b) content of organic matter derived from Loss-On-Ignition (LOI) at 550°C, and (c) particle mean size of the sediments.

identify *Polypeditum* as a taxon adapted to warm conditions, which, along with the characteristics of *Gymnometrocnemus/Bryophaenocladus*, make it possible to infer the prevalence of warmer, drier conditions in the area during the CHI-I period. This inference is reinforced by the presence of *Chironomus anthracinus* (Brooks, 2000) and *Labrundinia* (Pérez et al., 2013), both considered taxa typical of warm environments with low oxygenation, which are also coincident with increases in OM content in the sediment of up to 50% at some depths (Figure 5).

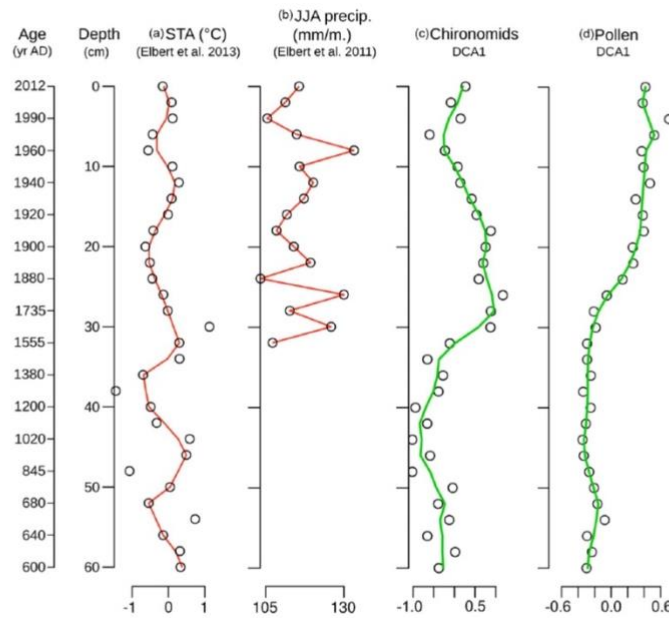


Figure 6. Comparison of DCA analyses of pollen and chironomids from Lake Pastahué with regional records of precipitation and temperature. (a) Reconstruction of air temperature anomalies (STA^{°C}) for the last 1600 years, Laguna Escondida (45°30'S), Elbert et al., 2013. (b) Reconstruction of winter precipitation, June-July-August (JJA), expressed in millimeters for month (mm/m) for the last 470 years, Lago Plomo (47°S), Elbert et al., 2011. (c) DCA of chironomids and (d) DCA of pollen.

Comparatively, and in a regional context, the DCA scores of the Lake Pastahué pollen and chironomids (Figure 6) present some similarities to those of a quantitative reconstruction of temperature records using biogenic silica (Elbert et al., 2013; Laguna Escondida 45°S) and precipitation records using sediment laminations (Elbert et al., 2011; Lago Plomo 47°S), specifically in the period between AD 650 and 1100. The chironomid DCA seems to respond to temperature variation (Figure 6), whereas the pollen DCA exhibits no clear trend. These results suggest warm conditions in this period, and are in agreement with other palynological studies conducted at higher latitudes. For example, a pollen analysis in Lake Cipreses (51°S) evidenced a dynamic of dry and warm phases between AD 730 and 1350, coincident with the MCA (Moreno et al., 2014). These phases are apparently determined by the displacement of the westerlies because of the intensification of the Southern Annular Mode (SAM). Similarly, a high-temporal-resolution pollen analysis on the South Georgia Islands (54°S) emphasized warm phases between AD 280 and 1270, which were related to a northward displacement of the westerlies, causing drier conditions that allowed the establishment of grasses (Strother et al., 2015).

Environmental changes and manifestation of the LIA

The major environmental changes since AD 1500 observed in Lake Pastahué have an approximate gap of 150 years relative to some records in central Chile such as those of Laguna Chepical 32°S (De Jong et al., 2013) and Laguna Maule 36°S (Carrevedo et al., 2015). These records show that the climate in central Chile was characterized by relatively colder, more humid conditions starting in AD 1350. These climatic signals appear, in these particular cases, prior to the appearance of colder temperatures in the Northern Hemisphere during the LIA (Matthews and Briffa, 2005).

Our pollen results from Lake Pastahué match records from the Northern Hemisphere, where a cold event similar to the LIA is noted by an increase in the abundances of *Nothofagus antarctica/dombeyi* and *Misodendrum*, revealing the recovery of the arboreal layer, with *Podocarpus* and *Pilgerodendron/Fitzroya* pollen, both elements characteristic of the North Patagonian forest, reflecting the prevalence of cold-humid conditions (Villagrán et al., 2004). Moreover, the appearance of taxa characteristic of the Chiloé rainforest is noted in the arboreal layer, mainly *Lomatia*, *Drimys winteri*, and taxa of the Myrtaceae family, characteristic of a hygrophilous forest (Quintanilla, 2004).

Gaultheria and *Escallonia* appear consistently in the low scrub in this period; this association has been interpreted by some authors as typical of cold environments and Magellanic tundras (Ponce et al., 2011). In addition, the presence of traces of aquatic elements such as *Myriophyllum* and *Isoetes* for the first time in the profile clearly indicates an expansion of the lake basin (Villagrán, 2001). The vegetation structure effectively evidences a more humid environment than in Zone PI.

This vegetation behavior is seen in the study of Villagrán (1985), who, using a sediment core taken from the bank of our study site (Lake Pastahué), performed a palynological analysis to determine the points at which the postglacial recolonization of the plant taxa occurred. Even though the time scale is much greater than that addressed in our study, it is possible to compare the two pollen profiles. In particular, the similarity with respect to plant composition and their abundances in the uppermost centimeters of the profile reinforces our general interpretation: the Lake Pastahué ecosystem contains taxa characteristic of the Chiloé forest, with a predominance of North Patagonian taxa and the presence of elements characteristic of the Valdivian forest. Unfortunately, even though the plant composition is similar, the Villagrán (1985) study lacks geochronological dating for the last thousand years and it is

not possible to express the observed pollen sequence in calendar years.

In other records from south-central Chile, the LIA is recognized through an increase in humidity and cold temperatures, as recorded at 37°S at Lake Laja (Urrutia et al., 2010). In this lake, a change in pollen, chironomid, and diatom assemblages between AD 1350 and 1700 was interpreted as a cold, dry period determined mainly by the geographic and local characteristics of the study site. At Laguna San Pedro (39°S), Fletcher and Moreno (2012) found a period with cold, humid phases that they related to ENSO (El Niño–Southern Oscillation) events between AD 1225 and 1829. Our results partly agree with the temporality described by these authors; however, we interpret this humidity at Pastahué as an intensification of the westerlies and a later displacement toward the poles, as described by Bertrand et al. (2014) at 46°S. This shift caused greater humidity in the environment and, to a certain extent, modified the ecological conditions for the reorganization of the vegetation.

The inferences regarding both the temperature decrease and the humidity increase at Lake Pastahué are supported by the chironomid assemblage. The persistence of *Riethia*, a taxon typical of cold conditions, and the low presence of *Lymnophyes*, associated with a lower water level, suggest an increase in precipitation in the same period.

This view is strengthened by historical events. The discovery of America took place during this period, as did the colonization of Chile by the Spaniards, who established various settlements throughout Chile, including Castro on Chiloé Island. Thus, because of the eagerness of the Europeans to dominate the sea in the south of Chile, there are some written sources of information that describe the climate in this region of Chile (Prieto et al., 2012). It was on this quest to dominate, describe, and explore these remote areas that the English ship HMS Wager of Lord Anson's squadron was shipwrecked on the coast of the Guayaneco Archipelago, 500 km from Chiloé Island. The survivors included John Byron (1768), who, in his book, *The Narrative of the Honourable John Byron*, describes regional climate features. Chiloé in particular in 1741 is cited in some passages of the book: 'it often happened to me on rigorous nights, when the snow and hail lashed the deserted shore where we reposed' and 'we disembarked on the island of Chiloé, in a region that was not uninhabited. There we spent all the following day, with a great snowstorm, to try to recover from the fatigues of the journey; but the cold was so excessive that, as we had neither stockings nor shoes, it seemed to us that we were going to lose our feet'. The author certainly indicates the existence of snow on the beach of the island, shedding light on an anomalous situation on the Chilean coast.

Another historical record that adds to the description of the climate is the chronicle by the priest José García (1871), of the Society of Jesus, who, on his journey from Chiloé to San Rafael Glacier in 1766, describes ice floating along the entire coast until reaching the Glacier. 'At four in the afternoon a piece of ice floated by our side eight yards long, and at least two yards above the surface of the water; a little later another just as big passed by'. In a later period (1871–1873), Captain Enrique Simpson (1875), in his explorations of the Guaitecas, Chonos, and Taitao Archipelagoes, makes reference to the dimensions of San Rafael Glacier:

The lake is almost circular, eight to nine miles in diameter and, as I have said before, within it the San Rafael Glacier is projected, which comes away from a great sheet of ice in the mountains, which at a height of more than a thousand meters extends many miles from North to South behind the coastal mountains, and descending by a ravine more than a mile wide between jagged mountain peaks, it juts four and half miles into the lake.

In an expedition made in 1898, Hans Steffen (1910) finds a situation similar to that described by Captain Simpson and says,

Studying the location and the current dimensions of this huge glacier, we found almost no difference with description given by Captain Simpson on his voyages, so that it may be presumed that the glacier has been almost stationary in the last 30 years.

Using historical records of San Rafael Glacier 46°S (Araneda et al., 2007), a cold, humid period with a peak between AD 1857 and 1871 is found, reinforcing the biological assemblage observation in our study regarding the extreme cold in this region of southern South America, which is consistent with the LIA.

Another argument that reinforces our assumption of a cold-humid period during the LIA is found in Figure 6, which shows a comparison of previous precipitation and temperature reconstructions versus the pollen and chironomid DCAs. It is observed that both proxies had an almost asynchronous response starting in ~AD 1555, when some changes in temperature and precipitation can be recognized. However, while chironomids seem to return to their prior conditions around ~AD 1960, pollen maintains the same trend until the end of the record, which could be related to the sensitivity of each proxy. Therefore, the LIA stands out as a significant period of complex hydrological, environmental, and climatic changes at the southern edge of south-central Chile.

Another important feature of this period is seen in the chironomid assemblage (Figure 4): *C. anthracinus* is replaced by *C. plumosus*. According to Brooks et al. (2007), *C. plumosus* is characteristic of strongly eutrophic lakes, whereas *C. anthracinus* is common in more moderate eutrophic environments, a rare environmental condition considering the low human population at this point in history. The colonization of Chiloé Island for the construction of urban settlements and the extraction of cypress and larch occurred in other areas of the island and continental Chiloé (Torrejón et al., 2011), leaving the Lake Pastahué ecosystem pristine until the mid-20th century (Villagrán, 1985). The absence of charcoal particles is also consistent with the absence of human interventions in the ecosystem.

The sedimentological parameters (Figure 5) present some variations in OM and particle size and a slight increase in MS at the same depth at which a slight decrease in the abundance of *Polypedium* occurs. This is concomitant with the greater abundance of *C. plumosus* and an increase in the number of head capsules. Such behavior could be explained by the natural eutrophication of the system. The input of sediment to the lake would generate some type of anoxia on the lake shores, making the proliferation of this diptera possible. Other changes in the taxa in this period are not as clear as the defining climatic conditions. Finally, the sediment input would also seem to be forced naturally by seismic activity in the Chiloé area, of which there is evidence in 1575, 1737, and 1837 (Cisternas et al., 2005; Kempf et al., 2017).

Temperature increase and human impact since AD 1900

For the last ca. 100 years, Lake Pastahué has seen a growing reduction in most of the arboreal taxa present in the pollen diagram, except for *Weinmannia* and *Eucryphia/Caldcluvia*, which are favored by the temperature pulses captured since the beginning of the 20th century (Moreno, 2004). Similarly, most of the taxa of the chironomid assemblage are diminished, and the increase in *Polypedium* compared with the previous zone reveals an improvement in climatic conditions. The absence of

C. anthracinus and *C. plumosus* taxa in this zone, which is related to a high trophic level, suggests that the nutrient contributions to the lake in this period were probably low. These conditions, evidently warmer and drier, are also corroborated by dendrochronological records taken throughout the western Andean slope between 32 and 38°S, which show that the last 100 years are among the driest in recent centuries (Christie et al., 2011; Le Quesne et al., 2009). The delayed intervention in the river basin is appreciable through the appearance of *Pinus*, a fast-growing forestry conifer widely used in Chile (Haig, 1946), only in the last centimeter of the profile. Moreover, the degradation of the system is clear because of the presence of pollen taxa (*Rumex*, *Plantago*, and *Taraxacum/Hypochaeris* pollen), all classified as invasive species (Herrera et al., 2016). The evolution of the pollen and chironomid assemblages suggests a decrease in precipitation and an increase in temperature in the 20th century.

Conclusion

The history of Lake Pastahué over the last 1400 years was reconstructed from biological, sedimentological, and historical records.

The variation in pollen and chironomid assemblages is partly consistent with climatic events of the past millennium such as the MCA, during which there were warm and dry conditions from ca. AD 800 to 1300, and the LIA, during which the temperature decreased and precipitation increased from ca. AD 1500 to 1900.

The environmental changes recorded starting in ca. AD 1500 are directly related to the fluctuation in the sedimentological proxies, which produced changes in the trophic state of the lake and subsequently affected the biological communities.

The observed increases in all the proxies in the uppermost centimeter of the profile could be the result of the combined effect of increased agricultural and livestock activities carried out by the people of Chiloé since the beginning of the 20th century and the temperature increase recorded in this same period in south-central Chile and Patagonia.

Acknowledgements

The main author is grateful for the constructive suggestions and comments of the anonymous reviewers of this manuscript, Conicyt National Doctoral Scholarship N° 21140765, the Erasmus Mundus Scholarship, and CRHIAM/Conicyt/Fondap Project 15130015.

Funding

The author(s) received no financial support for the research, authorship, and/or publication of this article.

References

- Abarzúa AM and Moreno PI (2008) Changing fire regimes in the temperate rainforest region of southern Chile over the last 16,000 yr. *Quaternary Research* 69(1): 62–71.
- Ahmed M, Anchukaitis KJ, Asrat A et al. (2013) Continental-scale temperature variability during the past two millennia. *Nature Geoscience* 6: 339–346.
- Araneda A, Torrejon F, Aguayo M et al. (2007) Historical records of San Rafael glacier advances (North Patagonian Icefield): Another clue to 'Little Ice Age' timing in southern Chile? *The Holocene* 17(7): 987–998.
- Araneda A, Torrejón F, Aguayo M et al. (2009) Historical records of Cipreses glacier (34°S): Combining documentary-inferred 'Little Ice Age' evidence from Southern and Central Chile. *The Holocene* 19(8): 1173–1183.
- Arenas J (2001) Informe final: Determinación de la capacidad de carga de los lagos Auquilda, Yaldad y Tres Marias en Chiloé Insular. Fondo de Investigación Pesquera (FIP), Subsecretaría de Pesca, Ministerio de Economía, Fomento y Reconstrucción y Universidad Austral de Chile, Valdivia, November.
- Bennett KD (1996) Determination of the number of zones in a biostratigraphical sequence. *New Phytologist* 132: 155–170.
- Bertrand S, Boës X, Castiaux J et al. (2005) Temporal evolution of sediment supply in Lago Puyehue (Southern Chile) during the last 600 yr and its climatic significance. *Quaternary Research* 64(2): 163–175.
- Bertrand S, Hughen K, Sepúlveda J et al. (2014) Late Holocene covariability of the southern westerlies and sea surface temperature in northern Chilean Patagonia. *Quaternary Science Reviews* 105: 195–208.
- Birks HJB (1998) Deevey review 1: Numerical tools in palaeolimnology – Progress, potentialities, and problems. *Journal of Paleolimnology* 20(4): 307–332.
- Birks HJB and Gordon AD (1985) *Numerical Methods in Quaternary Pollen Analysis*. London: Academic Press.
- Blaauw M (2010) Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology* 5(5): 512–518.
- Bradley RS and Jones PD (1993) 'Little Ice Age' summer temperature variations: Their nature and relevance to recent global warming trends. *The Holocene* 3(4): 367–376.
- Bronk Ramsey C (2005) *OxCal Program v3.10*. Oxford: University of Oxford Radiocarbon Acceleration Unit.
- Brooks SJ (2000) Late-glacial fossil midge stratigraphies (Insecta: Diptera: Chironomidae) from the Swiss Alps. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159(3–4): 261–279.
- Brooks SJ, Langdon PG and Heiri O (2007) *The Identification and Use of Palaeoartctic Chironomidae Larvae in Palaeoecology*. London: QRA Technical, Quaternary Research Association.
- Byron J (1768) *The Narrative of the Honourable John Byron: Containing an Account of the Great Distresses Suffered by Himself and His Companions on the Coast of Patagonia, From the Year 1740, till their Arrival in England, 1746*. 2nd Edition. London: S. Baker, G. Leigh and T. Davies.
- Carrevedo ML, Frugone M, Latorre C et al. (2015) A 700-year record of climate and environmental change from a high Andean lake: Laguna del Maule, central Chile (36°S). *The Holocene* 25(6): 956–972.
- Chambers FM (2016) The 'Little Ice Age': The first virtual issue of The Holocene. *The Holocene* 26(3): 335–337.
- Christie DA, Boninsegna JA, Cleaveland MK et al. (2011) Aridity changes in the Temperate-Mediterranean transition of the Andes since AD 1346 reconstructed from tree-rings. *Climate Dynamics* 36(7): 1505–1521.
- Cisternas M, Atwater BF, Torrejón F et al. (2005) Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake. *Nature* 437(7057): 404–407.
- Corporación Nacional Forestal (CONAF), Comisión Nacional del Medio Ambiente (CONAMA) and Banco Internacional de Reconstrucción y Fomento (BIRF) (1999) *Catastro y evaluación de los recursos vegetacionales nativos de Chile*. Santiago: CONAF, Informe Nacional con Variables Ambientales. Available at: http://bosques.ciren.cl/bitstream/handle/123456789/10656/CONAF_BD_21.pdf?sequence=1&isAllowed=y
- Corominas J (1976) *Diccionario crítico etimológico de la Lengua Castellana*, vol. IV. Barcelona: Editorial Gredos.
- Cranston P (1996) *Identification Guide to the Chironomidae of New South Wales*. Sydney: Australian Water Technologies Pty Limited.
- De Jong R, Von Gunten L, Maldonado A et al. (2013) Late-Holocene summer temperatures in the central Andes reconstructed from the sediments of high-elevation Laguna Chepical, Chile (32 S). *Climate of the Past* 9(4): 1921–1932.

- Dirección General de Aguas (DGA) (1987) *Balance hídrico de Chile*. Santiago: Ministerio de Obras Públicas.
- Elbert E, Wartenburger R, von Gunten L et al. (2013) Late-Holocene air temperature reconstructed from sediments of Laguna Escondida, Patagonia, Chile (45°S 30°W). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 369: 482–492.
- Ehler J, Grosjean M, von Gunten L et al. (2011) Quantitative high-resolution winter (JJA) precipitation reconstruction from varved sediments of Lago Plomo 47°S, Patagonian Andes, AD 1530–2001. *The Holocene* 22: 465–474.
- Epler JH (2001) *Identification Manual for the Larval Chironomidae (Diptera) of North and South Carolina* (Special Publication). Raleigh, NC: North Carolina Department of Environment and Natural Resources.
- Esper J, Cook ER and Schweingruber F (2002) Low-frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability. *Science* 2002; 295(5563): 2250–2253.
- Faegri K and Iversen J (1989) *Textbook of Pollen Analysis*. Chichester: John Wiley.
- Flantua SGA, Hooghiemstra H, Vuille M et al. (2016) Climate variability and human impact in South America during the last 2000 years: Synthesis and perspectives from pollen records. *Climate of the Past* 12(2): 483–523.
- Fletcher MS and Moreno PI (2012) Vegetation, climate and fire regime changes in the Andean region of southern Chile (38°S) covaried with centennial-scale climate anomalies in the tropical Pacific over the last 1500 years. *Quaternary Science Reviews* 46: 46–56.
- García J (1871) Diario del viaje i navegacion hechos por el padre José García, de la compañía de Jesus, desde su mision de Caylin, en Chiloé hácia el sur, en los años 1766 i 1767. *Anales de la Universidad de Chile (20 semestre, Santiago de Chile)* XXXIX: 351–379, 358–359.
- Grimm EC (1987) Constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers & Geosciences* 13(1): 13–35.
- Haberzettl T, Fey M, Lücke A et al. (2005) Climatically induced lake level changes during the last two millennia as reflected in sediments of Laguna Potrok Aike, southern Patagonia (Santa Cruz, Argentina). *Journal of Paleolimnology* 33(3): 283–302.
- Haig T (1946) *Forest Resources of Chile as a Basis for Industrial Expansion*. Santiago: Corfo.
- Heiri O, Lotter AF and Lemcke G (2001) Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology* 25(1): 101–110.
- Henríquez WI, Moreno PI, Alloway B et al. (2015) Vegetation and climate change, fire-regime shifts and volcanic disturbance in Chiloé Continental (43°S) during the last 10,000 years. *Quaternary Science Reviews* 123: 158–167.
- Herrera I, Goncalves E, Pauchard A et al. (eds) (2016) *Manual de plantas invasoras de sudamérica*. 1st edn. Santiago: Instituto de Ecología y Biodiversidad, 116 pp.
- Heusser CJ (1971) *Pollen and Spores of Chile: Modern Types of the Pteridophyta, Gymnospermae, Angiospermae*. Tucson, AZ: University of Arizona Press.
- Hogg AG, Hua Q, Blackwell PG et al. (2013) SHCal13 southern hemisphere calibration, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55(4): 1889–1903.
- Jones PD (2001) The evolution of climate over the last millennium. *Science* 292(5517): 662–667.
- Jones PD and Mann ME (2004) Climate over past millenia. *Reviews of Geophysics* 42(2): 1–42.
- Juggins S (2017) Analysis of Quaternary Science data, Package 'rioja'. Available at: <http://www.staff.ncl.ac.uk/stephen.juggins/>.
- Kemp P, Moernaut J, Van Daele M et al. (2017) Coastal lake sediments reveal 5500 years of tsunami history in south central Chile. *Quaternary Science Reviews* 161: 99–116.
- Latorre C, Wilmschurst J and Von Gunten L (2016) Climate change and cultural diversity. *Past Global Changes* 24(2): 131–140.
- Le Quesne C, Acuña C, Boninsegna JA et al. (2009) Long-term glacier variations in the Central Andes of Argentina and Chile, inferred from historical records and tree-ring reconstructed precipitation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281(3–4): 334–344.
- Mann ME (2001) Climate during the past millennium. *Weather* 56: 91–102.
- Mann ME, Zhang Z, Rutherford S et al. (2009) Global signatures and dynamical origins of the little ice age and medieval climate anomaly. *Science* 326(5957): 1256–1260.
- Markgraf V and D'Antoni HL (1978) *Pollen Flora of Argentina*. Tucson, AZ: University of Arizona Press.
- Massaferro J, Ortega C, Fuentes R et al. (2013) Guía Para la Identificación de Tanytarsini Subfósiles (Diptera: Chironomidae: Chironominae) de la Patagonia. *Ameghiniana* 50(3): 319–334.
- Massaferro JI, Moreno PI, Denton GH et al. (2009) Chironomid and pollen evidence for climate fluctuations during the Last Glacial Termination in NW Patagonia. *Quaternary Science Reviews* 28(5–6): 517–525.
- Matthews JA and Briffa KA (2005) The 'Little Ice Age': Re-evaluation of an evolving concept. *Geografiska Annaler Series A Physical Geography* 87(1): 17–36.
- Mayewski PA, Rohling EE, Stager JC et al. (2004) Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62(3): 243–255.
- Moreno PI (2004) Millennial-scale climate variability in north-west Patagonia over the last 25,000 yr. *Journal of Quaternary Science* 19: 35–47.
- Moreno PI, François JP, Villa-Martínez RP et al. (2009) Millennial-scale variability in Southern Hemisphere westerly wind activity over the last 5000 years in SW Patagonia. *Quaternary Science Reviews* 28(1–2): 25–38.
- Moreno PI, Vilanova I, Villa-Martínez R et al. (2014) Southern Annular Mode-like changes in southwestern Patagonia at centennial timescales over the last three millennia. *Nature Communications* 5: 4375.
- Neukom R, Luterbacher J, Villalba R et al. (2011) Multiproxy summer and winter surface air temperature field reconstructions for southern South America covering the past centuries. *Climate Dynamics* 37(1): 35–51.
- Novo P and Chicarro F (1957) *Diccionario de Geología y ciencias afines*. Madrid: Editorial La Bor S.A.
- Oksanen J, Blanchet FG, Friendly M et al. (2015) *Vegan: Community Ecology Package*, R Packag, version 2.3-2. Available at: <https://github.com/vegandevs/vegan>.
- Otero L (2006) *La huella del fuego. Historia de los bosques nativos. Poblamiento y cambios en el paisaje del sur de Chile*. Santiago: Pehuén Editores, 171 pp.
- Pérez L, Lorenschat J, Massaferro J et al. (2013) Bioindicators of climate and trophic state lowland and highland aquatic ecosystems of the northern Neotropics. *Revista de Biología Tropical* 61(2): 603–644.
- Pesce OH and Moreno PI (2014) Vegetation, fire and climate change in central-east Isla Grande de Chiloé (43oS) since the Last Glacial Maximum, northwestern Patagonia. *Quaternary Science Reviews* 90: 143–157.
- Ponce J, Borromei AM, Rabassa J et al. (2011) Late Quaternary palaeoenvironmental change in western Staaten Island (54.5° S, 64° W), Fuegian Archipelago. *Quaternary International* 233(2): 89–100.
- Prieto M, Solari ME, Crouchet J et al. (2012) Fuentes documentales para el estudio del clima en la región sur-austral de Chile

- (40o - 51o S) durante los últimos siglos. *Bosque (Valdivia)* 33(2): 5-6.
- Quintanilla V (2004) Degradación del bosque pluvial en una cuenca hidrográfica del norte de la Isla Grande de Chiloé 1. *Revista de Geografía Norte Grande* 31: 73-84.
- Real Academia Española (1933) *Diccionario histórico de la lengua española*. Madrid: Imprenta de Librería y Casa Editorial Hernandon. Available at: <http://web.frl.es/DH1936.html>
- Ribeiro Guevara S and Arribére M (2002) 37Cs dating of lake cores from the Nahuel Huapi National Park, Patagonia, Argentina: Historical records and profile measurements. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 252(1): 37-45.
- Roig F, Le-Quesne C and Boninsegna J (2001) Climate variability 50,000 years ago in mid-latitude Chile as reconstructed from tree rings. *Nature* 410(6828): 567-570.
- Ruiz-Moreno J, Ospina-Torres R and Gómez-Sierra H (2000) Guía para la identificación genérica de larvas de quironómidos (Diptera: Chironomidae) de la sabana de Bogotá. III. Subfamilias Tanypodinae, Podonominae y Diamesinae. *Caldasia* 22: 34-60.
- Schmithüsen J (1956) Die räumliche Ordnung der chilenischen Vegetation. In: Schmithüsen J, Klapp E and Schwabe GH (eds) *Forschungen in Chile. Bonner Geographische Abhandlungen, vol. 17*. Bonn: Geographisches Institut, Universität Bonn, pp. 1-86. Available at: https://issuu.com/jpinto/docs/1956_schmith_sen_ra_mordnchilveg_bo
- Simpson E (1875) *Exploraciones hechas por la corbeta Chacabuco, al mando del Capitán de Fragata D. Enrique M. Simpson, en los archipiélagos de Guaitecas, Chonos i Taitao*. Anuario Hidrográfico de la Marina de Chile, No 1, Santiago de Chile, pp. 3-147, 30-33.
- Soon W and Baliunas S (2003) Proxy climatic and environmental changes of the past 1000 years. *Climate Research* 23: 89-110.
- Soon W, Baliunas S, Idso C et al. (2003) Reconstructing climatic and environmental changes of the past 1000 years: A reappraisal. *Energy Environ* 14(2/3): 233-296.
- Steffen H (1910) *Viajes de exploración i estudio en la Patagonia Occidental 1892-1902*, vol. II. Santiago de Chile: Imprenta Cervantes, pp. 549-303.
- Stockmarr J (1971) Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen Et Spores* 13(4): 615-621.
- Strother SL, Salzmann U, Roberts S et al. (2015) Changes in Holocene climate and the intensity of Southern Hemisphere Westerly Winds based on a high-resolution palynological record from sub-Antarctic South Georgia. *The Holocene* 25: 263-279.
- Summerhayes C (2017) Comment on 'The Medieval Quiet Period' - Implications arising from models of solar irradiance. *The Holocene* 27(2): 315-316.
- Torrejón F, Cisternas M and Araneda A (2004) Efectos ambientales de la colonización Española desde el río Maullín al archipiélago de Chiloé, sur de Chile. *Revista Chilena de Historia Natural* 77(4): 661-677.
- Torrejón F, Cisternas M, Alvial I et al. (2011) Consecuencias de la tala maderera colonial en los bosques de Alerce de Chiloé, sur de Chile (Siglos XVI-XIX). *Magallania (Punta Arenas)* 39(2): 75-95.
- Troncoso Castro JM, Saldaña A and Rondanelli-Reyes MJ (2015) Historia vegetal y regímenes de fuego recientes de la turbera costera de Chepu, Isla Grande de Chiloé, Chile. *Gayana Botánica* 72(2): 340-349.
- Urbina M (2011) Análisis Histórico-Cultural del Alerce en la Patagonia Septentrional Occidental, Chiloé, Siglos XVI al XIX. *Magallania (Punta Arenas)* 39(2): 57-73.
- Urrutia R, Araneda A, Torres L et al. (2010) Late-Holocene environmental changes inferred from diatom, chironomid, and pollen assemblages in an Andean lake in Central Chile, Lake Laja (36°S). *Hydrobiologia* 648(1): 207-225.
- Villagrán C (1985) Análisis palinológico de los cambios vegetacionales durante el Tardiglacial y Postglacial. *Revista Chilena de Historia Natural* 58: 57-69.
- Villagrán C (2001) Un Modelo de la historia de la vegetación de la Cordillera de La Costa de Chile central-sur: la hipótesis glacial de Darwin. *Revista Chilena de Historia Natural* 74: 793-803.
- Villagrán C, León A and Roig FA (2004) Paleodistribución del alerce y ciprés de las Guaitecas durante periodos interestadiales de la Glaciación Llanquihue: provincias de Llanquihue y Chiloé, Región de Los Lagos, Chile. *Revista Geológica de Chile* 31(1): 133-151.
- Villalba R (1994) Tree-ring and glacial evidence for the medieval warm epoch and the little ice age in southern South America. *Climatic Change* 26: 183-197.
- Von Gunten L, Grosjean M, Rein B et al. (2009) A quantitative high-resolution summer temperature reconstruction based on sedimentary pigments from Laguna Aculeo, central Chile, back to AD 850. *The Holocene* 19(6): 873-881.


 The Holocene

Evidence of human and climatic impacts in the last 1000 years on the ecological landscape of the Purén Valley (38°S), south-central Chile

Journal:	<i>The Holocene</i>
Manuscript ID	Draft
Manuscript Type:	Paper
Date Submitted by the Author:	n/a
Complete List of Authors:	Troncoso, José; Universidad de Concepcion, School of Environmental Sciences; Universidad de Concepcion, Plant Science and Technology; Adventist University of Chile, School of Education and Social Sciences Torrejón, Fernando; Universidad de Concepcion, School of Environmental Sciences Araneda, Alberto; Universidad de Concepcion, School of Environmental Sciences Alvarez, Denisse; Universidad Santo Tomas Rondanelli-Reyes, Mauricio; Universidad de Concepcion, Laboratory of Palynology and Plant Ecology, University of Concepción Fagel, Nathalie; Universite de Liege, SAGEs-Clays, Sedimentary Environments and Geochemistry, Department of Geology Schmidt, Sabine; UMR CNRS 5805 EPOC - OASU Urrutia, Roberto; Universidad de Concepcion, School of Environmental Sciences
Keywords:	Chile, ecological landscape, last millennium, LIA, MCA, multi-proxy, pollen
Abstract:	Interactions among humans, the environment and the climate generate complex changes that have implications for the ecological landscape. This study addresses the effects of human activities on the landscape during the pre-Hispanic, colonial and Hispanic-republican periods, under a changing climate. A sediment core was obtained from the swamp of the Purén Valley (38°S) and analyzed using a multi-proxy approach (pollen, charcoal, stable isotopes ($\delta^{13}C$ and $\delta^{15}N$), total organic carbon, total nitrogen, C/N ratio, magnetic susceptibility, carbonates and granulometry). In addition, a selective historical reference review covering the 16th to 21st centuries was carried out. The pollen results show that in the period prior to the 15th century species such as maize, quinoa, potatoes and strawberries were cultivated and fire was used. Subsequently, between the 16th and 18th centuries, the change from native to European crops is evident and from the late 19th century to the present the replacement of native vegetation by fast-growing exotic species can be seen. The oscillation of most of the proxies coincides with the climatic events known as the Medieval Climatic Anomaly and the Little Ice Age. These data are consistent with the historical information analyzed. Anthropogenic alterations and climate variability were the

CAPITULO 3

Evidence of human and climatic impacts in the last 1000 years on the ecological landscape of the Purén Valley (38°S), south-central Chile.

J. Max Troncoso,^{1,2,3} Fernando Torrejón,¹ Alberto Araneda,¹ Denisse Alvarez,^{1,4} Mauricio Rondanelli,² Nathalie Fagel,⁵ Sabine Schmidt,⁶ & Roberto Urrutia¹.

¹School of Environmental Sciences, University of Concepción, Casilla 160-C, Concepcion, Chile. ²Laboratory of Palynology and Plant Ecology, University of Concepción. ³School of Education and Social Sciences, Adventist University of Chile, Chillán. ⁴Facultad de Ciencias, Universidad Santo Tomás, Concepción. ⁵AGEs-Clays, Sedimentary Environments and Geochemistry, Department of Geology, University of Liege, Belgium. ⁶CNRS, OASU, EPOC, UMR5805, F-33615 Pessac Cedex, France. Corresponding author: josemaxtroncoso@gmail.com

Abstract

Interactions among humans, the environment and the climate generate complex changes that have implications for the ecological landscape. This study addresses the effects of human activities on the landscape during the pre-Hispanic, colonial and Hispanic-republican periods, under a changing climate. A sediment core was obtained from the swamp of the Purén Valley (38°S) and analyzed using a multi-proxy approach (pollen, charcoal, stable isotopes ($\delta_{13}\text{C}$ and $\delta_{15}\text{N}$), total organic carbon, total nitrogen, C/N ratio, magnetic susceptibility, carbonates and granulometry). In addition, a selective historical reference review covering the 16th to 21st centuries was carried out. The pollen results show that in the period prior to the 15th century species such as maize, quinoa, potatoes and strawberries were cultivated and fire was used. Subsequently, between the 16th and 18th centuries, the change from native to European crops is evident and from the late 19th century to the present the replacement of native vegetation by fast-growing exotic species can be seen. The oscillation of most of the proxies coincides with the climatic events known as the Medieval Climatic Anomaly and the Little Ice Age. These data are consistent with the historical information analyzed. Anthropogenic alterations and climate variability were the main causes of cultural changes and the current configuration of the ecological landscape of the region.

Keywords: Chile, ecological landscape, last millennium, LIA, MCA, multi-proxy, pollen.

Introduction

Understanding landscape change processes is a complex challenge that requires interaction among various disciplines, in which human and environmental variables such as the climate, vegetation and geomorphology are involved (Camus and Hajek, 1998; Camus 2001). At different time scales, human populations and the physical environment interact through dynamic ecological processes (Dillehay, 2014). Human activities such as agricultural practices and intensive use of natural resources significantly alter the natural ecological processes of the ecosystem (Zavala and Dillehay, 2010).

The role of human activities in landscape modification has caused soil erosion, generating the movement of sediment to aquatic systems, which has been observed through paleoenvironmental studies in various parts of the world (Cullen et al., 2000; Haug et al., 2003; Weiss and Bradley, 2001).

In addition, the available archaeobotanical information on south-central Chile indicates that pre-Hispanic indigenous populations alternated agricultural strategies and gathering according to environmental conditions and seasonal availability of wild resources (Silva, 2014; Campbell et al., 2017; Godoy-Aguirre, 2018). That is, during the productive season in terms of floral and fruit productivity (spring/summer), various groups of indigenous families met in areas considered apt for crops and sowed maize (*Zea mays*), potatoes (*Solanum sp.*), quinoa (*Chenopodium quinoa*), mango (*Bromus mango*) and strawberries (*Fragaria chiloensis*) (Massone et al., 2007, Planella et al., 2015; Campbell et al., 2018).

It is known that the diet of South American indigenous peoples was largely based on cereals – maize in the case of Chile (Falabella et al., 2008). Maize production is highly variable because it depends on key parameters such as temperature and precipitation (Claessens et al., 2012). In areas with water scarcity during summer,

such as the Purén-Lumaco Valley (39° S) in south-central Chile, agriculture would have been limited to areas near bodies of water such as lakes, rivers and smaller watercourses (Dillehay, 2007; Dillehay et al., 2010; Dillehay, 2014). Thus, many of the crops could have been established in natural areas with high soil moisture, as is the case of the Purén-Lumaco swamp (Dillehay et al., 2007).

Worldwide, the climate during the Holocene has been characterized by its variability (McDermott et al., 2001; Wanner et al., 2015; Berman et al., 2017). This variability has been associated mainly with precipitation and temperature fluctuations on different time scales (Villalba et al., 1998). Some of these changes have been manifested in the long term, such as the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) phenomenon, and others in the short term, such as the migration of the westerlies (Moy et al., 2002, 2009), in addition to other events such as the Little Ice Age (LIA) and Medieval Climatic Anomaly (MCA), which occurred during the last millennium. The MCA was characterized by warmer temperatures between 800 and 1300 AD, while the LIA was characterized by a decrease in temperatures between 1300 and 1850 AD (Jones, 2001; Soon et al., 2003; Summerhayes, 2017). Although there have been numerous studies in the northern hemisphere (Ahmed et al., 2013; Jones and Mann, 2004), for the extreme south of South America studies to date are still insufficient to allow an understanding of the magnitude, time scale and expression of the climate signal (Araneda et al., 2007; 2009; Urrutia et al., 2010; Troncoso et al., 2019).

South America is the only land mass that transects almost the entire southern gradient from the tropics to sub-Antarctic latitudes, making it an important place for study and discussion of global climate dynamics (Fletcher and Moreno, 2012). In Chile, the Purén Valley (38°S) is an important geographical area for researching the interaction among the environment, climate and humans (Dillehay et al., 2015). Studies have been carried out at this latitude (Rondanelli 2001, Villagrán 2001, Abarzúa, 2009; Fletcher and Moreno 2012), but few have focused on the effects of

climate change on the environment using a multi-proxy approach with a high-resolution millennial time scale.

A complementary tool in multi-proxy studies consists of historical records (Prieto and Herrera 2009; Pfister, 2018), since they allow past environmental conditions to be understood and corroborated, maintaining a good time resolution. An example is the letter written by the conquistador Pedro de Valdivia on 25 September 1551, after he travelled through part of the Araucanía: *“The land is prosperous with livestock like that of Peru, with a fleece that sweeps the ground; teeming with all the crops that the indians plant for their sustenance, as well as maize, potatoes, quinoa, madi, chiles and beans.”* In south-central Chile, there are few works that include historical data to allow an interpretation of anthropogenic effects on the environment (Carrevedo et al., 2015). In the Purén Valley in particular, there are historical records that date to the age of the Spanish conquest that can be used as a basis for contemporary environmental reconstruction (Dillehay et al., 2007).

Some environmental historical studies (Camus and Solari, 2008; Torrejón et al., 2004) have indicated that a large part of the human impact in this zone of Chile began during the Spanish colonization of the area, as natural resources (forests, land and water) were used by the indigenous population for self-consumption only, and carried out with rudimentary tools such as the wooden trident and wooden and stone shovels. As the authors found no evidence of the use of fire to clear vegetation, they state that it is unlikely that this type of intervention had a significant effect on the environment (Torrejón and Cisternas, 2002). However, other authors have stated that the pre-Hispanic indigenous population that lived between 36° and 39°S surpassed one million inhabitants (Bengoa, 2003), giving rise to the need to cultivate larger areas to meet the food needs of these native peoples (Camus and Solari, 2008). Although before the arrival of the Spanish the indigenous people had not developed effective tools for clearing vegetation, these authors state that the indigenous people of the area did use fire, which must have

been an important part of their development and culture (Berninger, 1966; Otero, 2006; Dillehay, 2014).

In this context, new environmental records of the recent past in south-central Chile are essential for understanding the global scale of the climatic phenomenon along the length of the country, especially in an area climatically and historically sensitive to variations during the past (Fletcher and Moreno, 2012; Lara et al., 2012; Abarzúa et al., 2014). In accord with the foregoing information, we propose the following hypothesis: a) If the MCA and LIA climatic phenomena were manifested during the last thousand years of the configuration of the landscape of the Purén-Lumaco Valley, they should be reflected in a variation of the proxies sensitive to these climatic variables. b) If fire was frequently used by the pre-Hispanic indigenous population to clear vegetation, this practice should be reflected in vegetation dynamics, with a high frequency of fire events observed through the presence of charcoal macroparticles in sediment.

This study presents a multi-proxy biological (pollen), sedimentological (total organic carbon, total nitrogen, magnetic susceptibility and granulometry) and isotope (^{13}C and ^{15}N) analysis of a sediment core from the Purén-Lumaco swamp ($38^{\circ} 3'S$; $72^{\circ} 58'W$, 72,

m a.s.l.), along with a review of historical records, to understand the behavior of the ecological landscape and the indigenous population amid climatic events during the last 1000 years, with an emphasis on the MCA and LIA events.

Materials and methods

Study area.

The Purén-Lumaco swamp is located east of the Nahuelbuta Range ($38^{\circ} 3'S$; $72^{\circ} 58'W$), south-central Chile (Fig. 1); it is a small swamp with an area of 0.76 km².

There are no carbonate rocks in the drainage basin (Dillehay, 2014). The swamp currently presents emergent and submerged macrophyte plants, mainly species of the genera *Scirpus sp.*, *Juncus sp.*, *Sagittaria sp.* and *Myriophyllum sp.* The area presents a climate dominated mainly by westerly winds (Di Castri and Hajek, 1976; Rutland and Fuenzalida, 1991), which establishes a Mediterranean regime with dry, warm summers and rainy winters. The mean temperature in summer is 20°C and in winter it fluctuates between 0.5 and 14°C. Average annual precipitation varies between 1350 and 1500 mm. Due to the current landscape intervention, native floristic associations are relegated to the upper parts of the cordillera and along riverbanks and are represented by *Nothofagus* forests and the presence of hydrophilic myrtaceae forest (Schmithüsen, 1956). In recent decades, the vegetation has been increasingly altered by cutting, burning and pasturing, and eventually replaced by exotic *Pinus* and *Eucalyptus sp.* plantations. It is important to mention that Mapuche communities account for 90% of the rural population, and the entire watershed has a high level of anthropogenic disturbance, with a mosaic of land used mainly for agriculture (Hauenstein et al., 2001).

Obtainment of core and sedimentological parameters

In the deepest part of the swamp a 50-cm-long sediment core was obtained using an Uwitec gravity corer. Subsequently, in the laboratory the sediment core was divided lengthwise into two halves. One half was used for the determination of magnetic susceptibility using a susceptibility meter (Bartington MS2E) at a resolution of 1 cm, while the other half was sectioned into 1-cm intervals for sedimentological and biological analyses. During the sectioning, a bulk sediment sample was separated for radiocarbon analysis. The analyses for all the sedimentological proxies were carried out at a 1-cm resolution along the entire profile (50 cm).

Total organic carbon (TOC) and total nitrogen (TN) were obtained by sediment combustion and oxidation with a FISON NA 1500 NC elemental analyzer coupled to a mass spectrometer (IR-MS) in the Laboratory of Oceanology and Laboratory of Animal Systematics and Diversity, University of Liege. The origin of the organic matter was established through the carbon-nitrogen ratio (C/N). In addition, using the same device, the carbon ($\delta_{13}\text{C}$) and nitrogen ($\delta_{15}\text{N}$) isotope composition was analyzed. $\delta_{13}\text{C}$ allows the productivity of aquatic systems to be reconstructed, as it is related to the use of ^{12}C by phytoplankton, while $\delta_{15}\text{N}$ is useful for identifying past changes in the availability of nitrogen to primary producers (Meyers and Teranes 2001). Carbonate content was determined by calcination at 950°C (Heiri et al., 2001).

The granulometry of the sediment was carried out with a Malvern Mastersizer 3000 laser diffraction particle size analyzer. To this end, 5mg of sediment was treated with H_2O_2 (30%) in a thermal bath to eliminate organic matter. Next, the samples were placed into the measuring device, using water as a dispersant. Once the percentage by volume in each size fraction was determined, they were analyzed using Gradistat v8.0 (Blott, 2010) to obtain the mean sizes of each sample.

Chronology and age model

The chronology of the profile was established by combining radioisotope (^{137}Cs , ^{14}C) and biological (pollen) analyses. ^{137}Cs was measured in the shallowest 14 cm using high-efficiency gamma spectrometry with a germanium detector equipped with a cryo-cycle in the EPOC (Oceanic and Continental Environments and Paleoenvironments) laboratory of the Universidad de Bordeaux, France. ^{14}C radiocarbon analysis of the bulk sediment was carried out at ETH (Zürich, Switzerland). The ^{14}C value obtained was calibrated with OxCal 3.10 (Bronk Ramsey, 2005) using the SHCal13 calibration curve (Hogg et al., 2013).

For the biological marker, literature indicating the year that *Pinus* pollen was introduced to the study area – 1880 – was used (Aztorquiza, 1929). The procedure to establish this year consisted of locating the depth at which *Pinus* pollen first appeared in the pollen profile.

Finally, all the estimated ages were entered into R software using the Clam code (Blaauw, 2010) to construct the chronological model, assigning ages to undated layers using linear interpolation (Figure 2).

Pollen analysis

The samples were processed every 2 cm for palynological analysis following the classical methodology of Faegri and Iversen (1989). HCl (10%) was added to the sediment along with two tablets of *Lycopodium* as a foreign marker to calculate the pollen concentration in grains per gram of dry sediment (Stockmarr, 1971). To perform the microscopic analysis, an aliquot of the pollen concentrate, of known volume, was mounted using the Hydro-matrix mounting medium. The pollen grains were identified with the aid of the pollen atlases of Heusser (1971) and Markgraf and D'Antoni (1978), which specialize in the native vegetation of Chile and Argentina, respectively. The pollen count was determined under a Carl Zeiss Axiostar microscope (at magnifications of 10x and 40x) and there was a minimum of 300 grains of pollen per preparation, excluding fungal and fern spores. The pollen counts were organized in a data matrix, with the pollen type values expressed in percentages. The pollen diagram was constructed in the TILIA program (Grimm, 1987) and using the strat.plot function in the Rioja package (Juggins, 2017).

Charcoal analysis

The macroscopic plant charcoal analysis was carried out to reconstruct the local history of fires following the methods of Whitlock & Larsen (2001), taking 1-cm³ of sediment material at contiguous 1-cm intervals from the sediment core. The charcoal particle count results were converted to charcoal concentration (charcoal particles/cc) and then divided by depositional time (years/cm²), calculated from the ages interpolated by the age model, enabling the calculation of carbon accumulation rates (particles/cm³/year). This parameter allows the local history of fire at the study site to be documented, explicitly considering the biases introduced by variations in sediment accumulation rates throughout the sedimentary column.

Data analysis

To determine the different associations in the pollen profile, a cluster analysis was performed with CONISS (Grimm, 1987) using the dissimilarity index or Euclidian distance. Thus, a degree of similarity between the layers was obtained. This clustering method establishes the variance within the groups, and therefore each cluster is defined according to the variation it presents (Birks and Gordon, 1985). Subsequently, a detrended correspondence analysis (DCA) was applied to the obtained percentage data to determine the species turnover throughout the profile (Birks, 1998), which was done using the Vegan (Oksanen et al., 2015) and Rioja packets (Juggins, 2017) in R software. Finally, a broken-stick model test was used to determine whether the proposed zonings were statistically significant (Bennett, 1996).

Historical records

To reconstruct the environmental and cultural past of the Purén-Lumaco Valley a selective literature review, which consisted of the selection and analysis of documentary sources, primarily from the colonial period, was carried out, prioritizing eyewitness information obtained from early chronicles and records of

Spanish exploration. Once the documentary sources were certified, all the information that explicitly and/or indirectly made reference to the natural and cultural landscape of the study area between the XVI and XIX was collected. Based on the obtained information, the natural and cultural landscape of the area was reconstructed using the mixed method of historical progression and regression (Bolós 1992). Finally, the historical-documentary evidence was contrasted and complemented with that obtained from the proxy analyses.

Results

Chronological model and sedimentation rates

All the data used to construct the chronological model maintained a stratigraphic order. The linear interpolation applied to the ages allowed it to be established that the 50-cm sediment core covered the last 1300 years (Fig. 2). The sedimentation rates fluctuated between 0.0022 cm/year (50-15 cm), 0.1811 (14-13 cm) and 0.2849 (13-0 cm).



Sedimentological parameters

Magnetic susceptibility (Fig. 3a) remained at values near $4 \text{ SI} \times 10^{-8}$ between 710 (50 cm) and 1180 AD (36 cm), while from 35 to 30 cm a significant increase was observed (2.4 to $7.2 \text{ SI} \times 10^{-8}$), with values then remaining constant until centimeter 20 ($5 \text{ SI} \times 10^{-8}$). From this point there was a sustained increase until a maximum peak was reached in 1784 (17 cm), with values of $16.7 \text{ SI} \times 10^{-8}$. Subsequently, magnetic susceptibility remained constant until the shallow cm ($6 \text{ SI} \times 10^{-8}$), reaching values similar to the initial values.

The granulometry presented little variation throughout the profile. However, periods with a greater fraction of sand coincided with periods of greater magnetic susceptibility.

Carbonates (Fig. 3b) were variable between 50 and 28 cm, with an average of 3%, presenting maximum peaks at depths of 47, 39 and 30 cm; between 28 and 0 cm they presented stable behavior, with average percentages of 2%.

Total organic carbon (Fig. 3c) and total nitrogen (TN) fluctuated similarly throughout the profile, with values close 0.4% for TOC and 5% for TN until the year 980 (42 cm). Then, at 40 cm, both parameters underwent a sustained increase until reaching a peak in 1215 (35 cm), with values of 1.6% (TOC) and 23.2% (TN); subsequently both TOC and TN remained relatively stable until the surface, with an average of 0.80%, and with a small peak of 0.9% at 11 cm for TOC and an average of 9% for TN.

The carbon-nitrogen ratio (C/N) (Fig. 3e) presented two important periods, with a change at approximately 1200 AD (35 cm); the first between 50-35 cm presented high C/N ratio values, which fluctuated between 10 and 14, with an average of 13, while in the second (between 34-0 cm), the values ranged from 9 to 13, with an average of 10. This shows that the origin of the organic matter tends to be terrestrial between 50-35 cm, giving way to an aquatic origin between 34-0 cm.

The $\delta_{13}\text{C}$ and $\delta_{15}\text{N}$ isotopes presented similar behaviors throughout the sediment profile. $\delta_{13}\text{C}$ remained stable between 50 and 36 cm (-28‰), and then at 35 cm it reached the first significant peak (-43‰). Subsequently there was a decline of the $\delta_{13}\text{C}$ isotope, reaching a minimum value at 14 cm (-27‰), and then it presented another significant peak at 11 cm (-27.4‰). $\delta_{15}\text{N}$ also presented changes at the same depths. The first change is evident between 50 and 35 cm, reaching the minimum value of the profile at 35 cm (1.7‰), and then there was an increase until 29 cm (5.2‰); between this depth 0 cm, the $\delta_{15}\text{N}$ isotope was relatively stable, with the exception of the depth of 11 cm, where there was a notable decrease (3.0‰).

Pollen analysis

The pollen record of the Purén-Lumaco swamp, along with the CONISS cluster analysis and the broken-stick model significance test, allowed three important areas in the sediment column to be identified (Fig. 4). These areas are described below, from the bottom to the surface:

Zone PL I (50-35 cm; from ca. 700 to 1200 AD). In this segment *Nothofagus obliqua* (14%) and *Nothofagus antarctica/dombeyi* (10%) dominate the pollen spectrum, along with *Weinmannia trichosperma* (6%) and Myrtaceae (3%). Grassland appears constantly throughout this zone (15%), while the marsh component is represented by *Gunnera* (5%) and Cyperaceae (5%). Aquatic taxa are represented mainly by *Sagittaria* (3%), *Potamogeton* (3%) and *Limnobiium* (4%). Cultivated taxa, are represented *Zea mays* (2%), Solanaceae (2%), Chenopodiaceae (1.5%) and Rosaceae (2%). Toward the end of this zone there is an increase in the thermophilic taxon *Weinmannia* and Poaceae in the herbaceous stratum (25%). The marsh taxa remain constant at 3%, as do the cultivated taxa at 2%. Ferns are represented by Polypodiaceae (<3%) and remain constant. The pollen content suggests warm, wet conditions.

Zone PL II (35-13 cm; from ca. 1200 to 1885 AD). From 1200 to 1885 AD, new environmental changes are observed under wetter, colder conditions. Sedges (15%) and the aquatic taxa *Potamogeton* (6%), *Limnobiium* (4%) and *Sagittaria* (5%) increase. The abundance of the microalga *Pediastrum* increases notably, reaching 9%, like Polypodiaceae (7%). The representation of the arboreal stratum in the profile decreases considerably, with *Nothofagus antarctica/dombeyi* (7%), *Nothofagus obliqua* (10%), *Podocarpus*, *Gevuina/Lomatia* and *Weinmannia*. The taxa *Eucryphia/Caldcluvia* and *Maytenus* occasionally disappear. The same occurs with the crop-indicator taxa (*Zea mays* and Solanaceae), while the abundance of Chenopodiaceae and Rosaceae slightly decreases. Toward the end of this zone,

ca. 1885 AD, the thermophilic indicators *Weinmannia*, *Eucryphia/Caldcluvia* and Myrtaceae undergo a sustained decrease until reaching 2%. The arboreal taxa *Nothofagus obliqua* and *Nothofagus antarctica/dombeyi* remain at 6%. The aquatic component is heavily represented by *Limnobium* (4%), *Potamogeton* (4%), *Alisma* (3%) and *Sagittaria* (5%). The marsh taxa Cyperaceae (12%) and Polypodiaceae (2%) remain constant. Meanwhile, the herbaceous component is characterized by Poaceae (9%) and Asteraceae (7%), which reach their greatest abundance in the profile; the anthropogenic activity indicator *Rumex* also appears for the first time. The cultivated taxon *Zea mays* disappears almost completely, while Solanaceae (2%) and Chenopodiaceae (4%) remain constant and Rosaceae (6%) reaches its maximum participation. The diversity of the aquatic taxa present in this zone and the decrease of thermophilic indicators suggest an environment with high moisture and probably alternating cold periods.

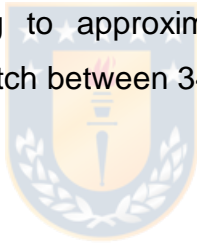
Zone PL III (13-0 cm; from ca. 1885 to 2016 AD). This pollen zone is characterized by the reduction of the forest mass and the appearance of exotic species. *Nothofagus antarctica/dombeyi* is present at approximately 5% and *Nothofagus obliqua* at 7%. Similarly, *Podocarpus* (<1%) reaches its minimum participation and even occasionally disappears. The same occurs with *Weinmannia* (2%), *Eucryphia/Caldcluvia* (2%) and *Gevuina/Lomatia* (<1%). In the arboreal stratum the continuous presence *Pinus* and *Eucalyptus* pollen is also observed, evidence of intervention in the watershed through the introduction of fast-growing forestry species. In the non-arboreal component Poaceae remains at 10% and the introduced taxon *Plantago* (2%) appears, while *Rumex* (3%) appears intermittently. The marsh environment is represented mainly by Cyperaceae (12%), *Limnobium* (4%), *Alisma* (4%) and *Sagittaria* (5%). The microalga *Pediastrum* sp. (<1%) is omnipresent, but at a low proportion. The pollen abundance of the cultivated species (*Zea mays*, Solanaceae, Chenopodiaceae and Rosaceae) decreases and at some depths they disappear from the profile. The pollen diagram for this time

stretch shows a notably anthropized system. Meanwhile, the constant presence of marsh and aquatic taxa indicates the persistence of moisture in the system.

Macroscopic charcoal analysis.

The analysis of the time series of macroscopic charcoal particles from the Purén-Lumaco swamp, the charcoal accumulation rates and the chronology of the profile are shown in Figure 4. The chronology was constructed based on corrected depth ages in calendar years. The charcoal particles present in the sediment present marked fire activity throughout almost the entire profile, evidencing a high macroscopic charcoal particle accumulation rate (charcoal influx).

Between 50 and 48 cm, no charcoal was detected. Between 47 and 36 cm there was an average of 70 particles/cc. The most evident fire event is observed at a depth of 35 cm, corresponding to approximately 1200 AD, with over 800 particles/cc. For the sediment stretch between 34 and 0 cm, it continues to appear, with approximately 80 particles/cc.



Discussion

The sediment record of the Purén-Lumaco swamp allows the evolution of this ecosystem and its response to environmental and cultural variations in the last 1200 years to be reconstructed and evaluated.

MCA manifestation, evidence of crops and fire activity.

Our pollen results indicate that during the 700-to-1200-AD period, warm, wet conditions prevailed. The warm conditions were determined mainly according to the thermophilic taxa *Weinmannia trichosperma*, Myrtaceae and *Nothofagus obliqua*, characteristic species of the temperate Valdivian forest, while the wet conditions were evidenced by abundance of the numerous aquatic taxa present in the profile. Fletcher & Moreno (2012), at the same latitude at Laguna San Pedro 38°S, found a warm-dry period between 650 and 950 AD, relating it to the

manifestation of the Medieval Climate Anomaly, and also indicating its correspondence with the warm phase of El Niño (ENSO). A similar situation is likely to have occurred in the Purén-Lumaco Valley, although its geographical location (Fig. 1) and proximity to the coast allow constant moisture inputs, determined mainly by the action of the westerlies (Abarzúa, 2014). These particular conditions likely had an influence on the pollen and isotope assemblages in our study, characterizing the MCA as a warm, wet period. Other records of areas in south-central Chile at Laguna Aculeo 34°S (Von Gunten et al., 2009) and Laguna Escondida 45°S (Elbert et al., 2013) show warm phases associated with the MCA, although they present slight gaps in the manifestation of the event.

Comparatively, and in a regional context, the DCA of the pollen assemblage (Fig. 5) show similarities with the record trend of the quantitative reconstruction of temperature in central Chile, specifically for the stretch of time between 800 and 1100 AD (Laguna Aculeo 34°S, Von Gunten et al., 2009), and the reconstruction of the ENSO phenomenon (Li et al., 2013), the Pacific Decadal Oscillation (PDO) (Mac Donald and Case, 2005) and the Southern Annular Mode SAM (Abram et al., 2014). These results, which reveal warm conditions during this period, are consistent with observations in other studies carried out at higher altitudes – through pollen analysis at 51°S (Cipreses Lake) – which associate a dynamic of warm, wet phases between 730 and 1350 AD with the MCA (Moreno et al., 2014), which seem to be determined by a shift in the Westerlies due to intensification of the SAM. The general trend of the DCA of our pollen data seems to respond to the manifestation of the MCA, the regional climatic system (ENSO) and the PDO, respectively. Some authors state that the PDO is associated with ENSO, since both seem to produce a climate with similar effects, although their mechanisms are not yet completely understood (Garreaud et al., 2009). Thus, it has been suggested that during the warm phase of ENSO, like in the positive phases of the PDO, there is an increasing trend in precipitation over drainage basins (Garreaud et al., 2009; Perez et al., 2016), which was likely the case in our study area,

expressed in a high diversity of moisture-indicating taxa in the system (Fig. 4). However, these wet conditions, in the case of the Purén-Lumaco swamp, likely occurred only at the specific swamp site and not in adjacent areas (Fig. 1), which seem to be subject to general environmental dryness. This water scarcity would be a forcing for the occurrence of fires, as seen in Figure (4), where a high concentration of charcoal particles in 1200 AD can be observed, a phenomenon which is also reflected in the sedimentological proxies (Fig. 3) and pollen diagram (Fig. 4).

While the charcoal macroparticle analysis allows us to speak of local fires (Whitlock and Larsen 2001; Whitlock et al., 2007), it proves more complex to relate their origins to specific causes. The archeological evidence from the study area shows the presence of humans starting several thousand years ago (Adán et al., 2016; Sánchez et al., 2004), but does not allow a clear picture of the influence that native cultures could have had on the vegetation and fire regimes (Dillehay et al., 2014). Evidence of fire during the 17th century (35 cm) (Fig. 4) is notable in our study with respect to previous periods and could explain the evident decrease in the arboreal component of the pollen profile. The loss of forest mass due to the effects of fire may explain the subsequent increase in the abundance of the taxa that have been recognized as opportunistic species that quickly take advantage of the available niche to increase their population, examples of which are Poaceae (Abarzúa, 2009) and *Gunnera* (Fesq-Martin et al., 2004). Thus, along with the joint effect of fire, in an environment where greater water inputs prevail, a vegetation structure of grasses, Chilean rhubarb and marsh structures – characteristic of this pollen zone – developed, with a decrease of the forest element.

These warm, wet conditions that characterize the period, added to the fertility of the land adjacent to the Purén-Lumaco swamp, would have provided suitable site conditions for cultivating the land, which can be seen in Figure 4, in which the traces of the taxa *Zea mays* (Maiz), Solanaceae (possibly potatoes),

Chenopodiaceae (possibly quinoa) and Rosaceae (possibly strawberries) are observed. In the Purén-Lumaco Valley, horticulture, incipient tumulus construction, establishment of scattered settlements and rudimentary social organization likely began between 800 and 1000 AD at the latest; as at other archaeological sites, cultural patterns are associated with wetlands, estuarine zones and coasts (Dillehay et al., 2007). The presence of crop taxa, the decrease in arboreal taxa and a high concentration of charcoal particles indicate a high human impact (Brenner et al., 2002).

Environmental and cultural changes and manifestation of LIA.

The environmental changes most evident in Purén-Lumaco swamp were generated subsequent to the fire event (Fig. 4), with a decrease in arboreal species in favor of marsh species observed and the sedimentological parameters undergoing a notable alteration (Fig. 3). These changes in the environment are evident when observing C/N ratio trend (Fig. 3e), where the high values indicate that the sedimentary material is likely of terrestrial origin in the period before the megafire recorded in 1200 AD, while subsequent to this event, the C/N values tend to decrease, suggesting a more aquatic signal. The behavior of the C/N ratio, as a result of the fire recorded in our study, could occur because a watershed with less plant cover tends to transport more terrigenous material to the lake. Similar behavior was described by Fletcher et al. (2018), who state that local fires influence bulk sediment input, thereby affecting the C/N ratio.

Subsequent to the fire event, the results obtained in the Purén-Lumaco profile suggest an increase in moisture, generating site conditions suitable for the widespread establishment of aquatic taxa (Fig. 4) such as *Potamogeton*, *Limnobium* and *Saggitaria*, as well as the microalga *Pediastrum*. The foregoing – in part – is possibly facilitated by the lower competition between aquatic taxa and riparian species affected by the fire, as well as the ecological characteristics of the

taxa favored by the fire, and the greater water availability in the system (Henriquez et al., 2017; Simi et al., 2017).

Meanwhile, the crop-indicating taxa, mainly Chenopodiaceae and Rosaceae begin to recover their abundance. This is logical in a cold, wet environment, as many taxa of the family Rosaceae require a large accumulation of cold hours for optimal growth (Diel et al., 2017). The opposite occurs with *Zea mays* (maize), which does not manage to reestablish itself. It is known that maize is found in most tropical and sub-tropical regions of the Americas and requires special thermal and hydrological conditions for development as a crop (Maddoni and Martínez 2014). Low temperatures and extreme humidity can have negative effects on it (Gil et al., 2014), including tissue development problems and stress during the flowering period (Treu and Emberlin, 2000). Therefore, a cold period such as the LIA, associated with high climate variation during the last millennium, would have influenced the evolution of traditional food crop production methods (Fagan, 2000).

Records from paleoenvironmental research in south-central Chile are consistent with the manifestation of the LIA, evidenced by a cold-dry period (1350-1700) at Lake Laja 37°S (Urrutia et al., 2010), which is reflected in a change in the various biological proxies (pollen, chironomids and diatoms), associated with the elevation of this lake (1,300 m a.s.l.). Similarly, Fletcher & Moreno (2012), working at 38°S at Laguna San Pedro, found a period with cold and wet phases between 1225-1829 AD, which they related to ENSO events (La Niña Southern Oscillation). Our results are partially consistent with the timeframe described by these authors; however, we attribute this increase in moisture to the intensification of the westerlies toward the study area and subsequent shift toward the poles, as described by Bertrand et al. (2014) at 46°S.

Starting in the mid-16th century it is possible to reinforce these records, as by this time the discovery of the Americans had taken place the subsequent conquest of what is now Chile by the Spanish was underway. Thus, through historical documentary evidence, it is possible to reconstruct some effects on the ecological landscape, including those caused by the establishment of urban and military settlements along the entire length of Chile and the introduction of new plant and animal species, as well as descriptions of the geography of the land (Villalobos, 1995; Torrejón y Cisternas, 2002). Following the first military incursions into south-central Chile, most of the indigenous population took refuge between the Biobío and Cautín rivers, taking advantage of the militarily strategic natural borders offered by the area. Thus, the fight between the conquistadors and the natives took place within the boundaries of the study area (Bengoa, 2003); these events, related to the domination of the indigenous population and conquest of the territory, meant that the area had great interest to the conquistadores, which led to the existence of numerous sources of information that mention information on the climate, vegetation, geography and local indigenous customs.

Thus, the *sensu lato* characterization of the time between 1300 and 1850 AD as a cold, wet period in accord with the behavior of the biological, sedimentological and isotope proxies, is complemented with the description made by the soldier Gerónimo de Bibar in 1542, in his *Chronicle and Abundant and True Account of the Kingdoms of Chile*, in which it is indicated that “*So great was the storm that occurred that day and following night of the twenty-seventh of May of fifteen hundred forty-two, early winter in this territory. The native indians said that they did not remember having seen such fierce weather, nor had they heard of such from their ancestors*” (Table 1, record 1). This period of cold and rain continued for two years, and is described as such by the conquistador Pedro Valdivia in 1544, who, in a letter to King Carlos V, indicated the occurrence of unusual rains and storms the strength of which not even the indigenous people remembered having experienced: “*so great were the rains, tempests, it was a monstrous thing, that as it*

is all flat land, we thought we would drown, and the indians say they have never seen such, but have heard from their parents that in the times of their grandparents the same had occurred in another year” (Table 1, record 2).

Twelve years later, in 1556, the soldier and chronicler Pedro Mariño de Lobera also recognized the notable increase in rainfall and the effects of moisture on the environment:

“in the Imperial city it rained a certain milky liquor, which fell drop by drop, and each one then produced a frog such that the streets came to be full of them, and one could not move without trampling them, as the ground was covered by them one handspan high for a period of fifteen days” (Table 1, record 3).

Subsequently, the Jesuit chronicler Diego de Rosales gave further information on the unfavorable weather, detailing the disastrous environmental consequences of the winter of 1609: *“It was that winter, very rainy and wet, there was such a multitude of rats that it seemed to be the plague of Egypt”* (Table 1, record 4).

All the preceding documentary records (Table 1) shed light on the extreme behavior of the climate during that period of history, providing essential evidence for our investigation. On one hand, these sources make reference to a 60-year period of alternating rain, cold and food scarcity, and, on the other, give us information that aids in validating what was previously stated about the decreases in the pollen abundance of the taxon *Zea mays* due to the effects of cold.

Indeed, like wheat, maize belongs to the family Poaceae, performs C4 photosynthesis and has similar physiological requirements; therefore, we can assume that the cold had the same effects on both taxa. Wheat belongs to the family Poaceae, a group of plants difficult to identify at the species level using

pollen. There is a great variety of species belonging to this group in the study area (Hauenstein et al., 2001), making it very complicated to separate wheat from the rest of the grasses. However, while maize belongs to the same taxonomic family, the pollen grains present some characteristics, mainly size, that allow a species-level identification (Abarzúa and Gajardo, 2008). Thus, to infer the replacement of native crops (maize) by European crops (wheat) with greater certainty, we used the disappearance of maize pollen from the pollen record and compared it with historical records. Some authors indicate that Mapuche agriculture is divided into three periods: i) up to the 16th century, native; ii) 17th century, introduction and replacement of corn by wheat; and iii) 18th century, decline (Gajardo, 2006). In fact, in 1782, the chronicler and Jesuit priest J.I. Molina indicated the relative abandonment of native species by the indigenous people: *“Before the arrival of the Spanish, the Chileans cultivated, in addition to maize, four other cereal grain species, called Magu, Tuca, Huegen and Cachilla, with which they made their bread, called Coque. I was not able to observe these plants, as their cultivation has been almost completely abandoned”* (Table 1, record 5). The pollen spectrum (Fig. 4) shows the absence of maize pollen in approximately 1700, which would indicate the momentary abandonment of this crop and its replacement by other types of cereals. Despite this information, it is extremely difficult to determine an exact date of this cultural process due to the uncertainty of our chronological model.

The period that we interpret as cold and rainy, which we attribute to the LIA, would have had intermediate dry and warm phases, which is supported by the accounts of the first chroniclers and evidenced in the abundance of cultivated taxa pollen (Fig. 4), promoted by more favorable climatic conditions. Both Pedro Mariño de Lobera, between 1554 and 1555, and Diego de Rosales, in the mid 17th century, recognized the abundance of cereal plantings in the period, with the latter mentioning that crops often remained in fields unharvested: *“in the plains the neighbors from the city had plentiful fields of wheat, barley, garbanzo, lentil and other legumes”* and *“there was such an abundance of cereals that 200,000 bushels*

of wheat were not collected, as there was no one who wanted it" (Table 1, record 6). The presented information indicates a two periods of favorable weather associated with the manifestation of ENSO within the LIA (Fletcher and Moreno, 2012).

We are aware of the characteristics of the swamp during the 16th century through the description provided by Alonso de Góngora and Marmolejo, who in 1561 was one of the first soldiers and chroniclers to observe the area, noting, "From there *I went to the Purén valley, which is very cool at all times and very fertile. The indians, as they saw the Spanish on their land, abandoned their houses and fled into a very large swamp, which measures two leagues, where they build forts that cannot be entered.*" "After having destroyed everything that had been sown in it, the field leader, because this did not seem to have caused their departure, entered the swamp, which, because the year was dry, was not difficult to enter or traverse" (Table 1, record 7). These descriptions provide five key pieces of information for the reconstruction of the local ecological landscape: i, the fertility of the land; ii, the constant soil moisture; iii, the development of agriculture in the area; iv, a warm period, possibly a manifestation of ENSO, and v, the use of the swamp as a strategic-military area by the indigenous people. This information allows us to understand *sensu lato* the importance that this ecosystem had for the indigenous people who lived there.

In 1600, the priest Fray Diego de Ocaña also travelled part of the de Purén swamp territory for evangelizing purposes, leaving clear evidence in his writing of the fertility of the land and favorable weather, specifically expressed in the edaphoclimatic (soil and temperature) conditions required by grapes for the development he describes. In addition, from this quotation, the incorporation and exotic animals and vegetables from Europe can be deduced, which, along with the traditional native species that were cultivated and raised *in situ*, allow us to assume an early transformation of the natural and cultural landscape.

“All these valleys are very fertile with land crops such as maize, potato, wheat and barley and sheep of Castile and on the land they have put many molar grapevines that to date have not been pruned and are climbing enormous trees and have so much fruit that it is a frightful thing because there are vines from which twenty to thirty botijas de arroba [11.5 liters] of must are harvested. They have other small farms of strawberry that they grow, drying them and making much chicha to drink, with which they sustain themselves” (Table 1, record 8).

Transformation of the ecological landscape.

The change process generated by the interaction between the Spanish and the indigenous, through war, directly affected the environment in which they lived (Boccaro, 1999; Dillehay, 2003; Bengoa, 2003; Villalobos, 2015). The considerable decrease in the indigenous population as a result of war and diseases involuntarily introduced by the conquistadores, as well as the forced removal of Spanish-Creole settlers south of the Biobío following the indigenous uprising that began in 1598, led to the forests advancing over previously cleared and cultivated land, covering areas that had previously undergone human intervention with vegetation (Berninger, 1966; Cunill, 1970, Camus and Solari, 2008). This situation can be noted in the arboreal pollen spectrum (Fig. 4), where a slight increase in the percent abundance of the taxa *Eucryphia/Caldcluvia*, *Nothofagus* and *Gevuina/Lomatia* is observed. Unfortunately, as seen in Fig. 4, fire frequency is constant, and the vegetation undergoes constant alterations, failing to return to its previous state. By this time period, the indigenous population had not achieved greater technological development regarding forest-cutting tools; thus, their only option to clear land and prepare it for crops was fire (Dillehay, 1990; Torrejon and Cisternas, 2002). The case with war was similar, as a large part of indigenous attack and defensive strategies was based on the use of fire (Camus and Solari, 2008).

The use of fire by the native population has also been described by other authors, including the naturalist Ignacio Domeyko (1846), who tells of its use since pre-Hispanic times for economic and military purposes. “*Torrents of flame and whirlwinds of smoke covered these plains in the month of February when I was traversing them, and this as a result of the indians, being unable to use their grasses due to the scarcity of their livestock, setting fire to them to free themselves of the damages they had caused them*” (Table 1, record 9).

According to the evidence presented in this investigation, the constant intervention in the system (Fig. 3 and 4) would have caused, since pre-Hispanic times, a gradual transformation of the natural and cultural landscape of the Purén swamp. The changes in the landscape of the region have undoubtedly been determined by a high frequency of human intervention, slow recovery of the arboreal vegetation and high climatic variability. For the stretch of time between 1800 and 1900 AD, there is information from travelers and explorers that sheds light on the landscape transformation, one of whom stated that south of the Biobío River the groves, meadows and rolling surfaces reminded him of being in park landscape similar to that of many parts of England (Gardiner, 1840). In another reference on Angol, near Purén, large cleared areas of pastures and wheat fields are described (Mass, 1847). Subsequently, the writer and diplomat Francisco Solano Astaburuaga (1867) visited the area and told of a continuous landscape free of arboreal vegetation in the Purén watershed. The presence of grasses and herbs in the Purén pollen record, as well as the absence of arboreal elements (Fig. 4), complements the information captured in historical records.

It is evident that the indigenous people who inhabited the area influenced the transformation of the natural landscape; however, the most obvious human impact in the Purén-Lumaco Valley occurred during recent centuries with the development of intensive “modern” agriculture, principally wheat and barley production, and exotic forestry plantations (*Pinus* and *Eucalyptus* sp.) (Fig. 4) associated with the

foreign colonization that took place between the 15th and 19th centuries (Camus and Hajek, 1998; Bengoa, 2003). The degradation of the natural system is clear due to the presence of pollen of the exotic taxa (*Rumex*, *Plantago*), all of which are classified as invasive species (Herrera et al., 2016). The proxy evidence trend in the upper 12 cm of the sediment core suggests that the decrease in precipitation and increase in temperature recorded since the 19th century (Christie et al., 2011; Le Quesne et al., 2009), and especially the heavy human intervention, have determined the current state of this ecosystem.

Conclusions

The behavior of the pollen and sedimentological indicators and the evidence provided by historical records allows two climatic periods to be determined, the first tied to warm-wet conditions and the second to cold-wet conditions, possibly related to the manifestation of the MCA and LIA, respectively.

The oscillations presented in the 18th century by the pollen assemblage and sedimentological and isotopic indicators result mainly from the effect of fire on the natural system.

The concentration of charcoal particles throughout almost the entire profile, as well as historical-documentary evidence, indicates that the use of fire was a frequent practice associated with the indigenous population.

The use of native cultivated species is evident from prehistorical times, which indicates continuous agricultural activity in the study area. Starting in the 19th century the integration of European crops is observed.

The appearance of exotic species starting in the mid-20th century and the decrease in the forest mass are clear evidence of human intervention in and the subsequent transformation of the Purén-Lumaco swamp and adjacent areas.



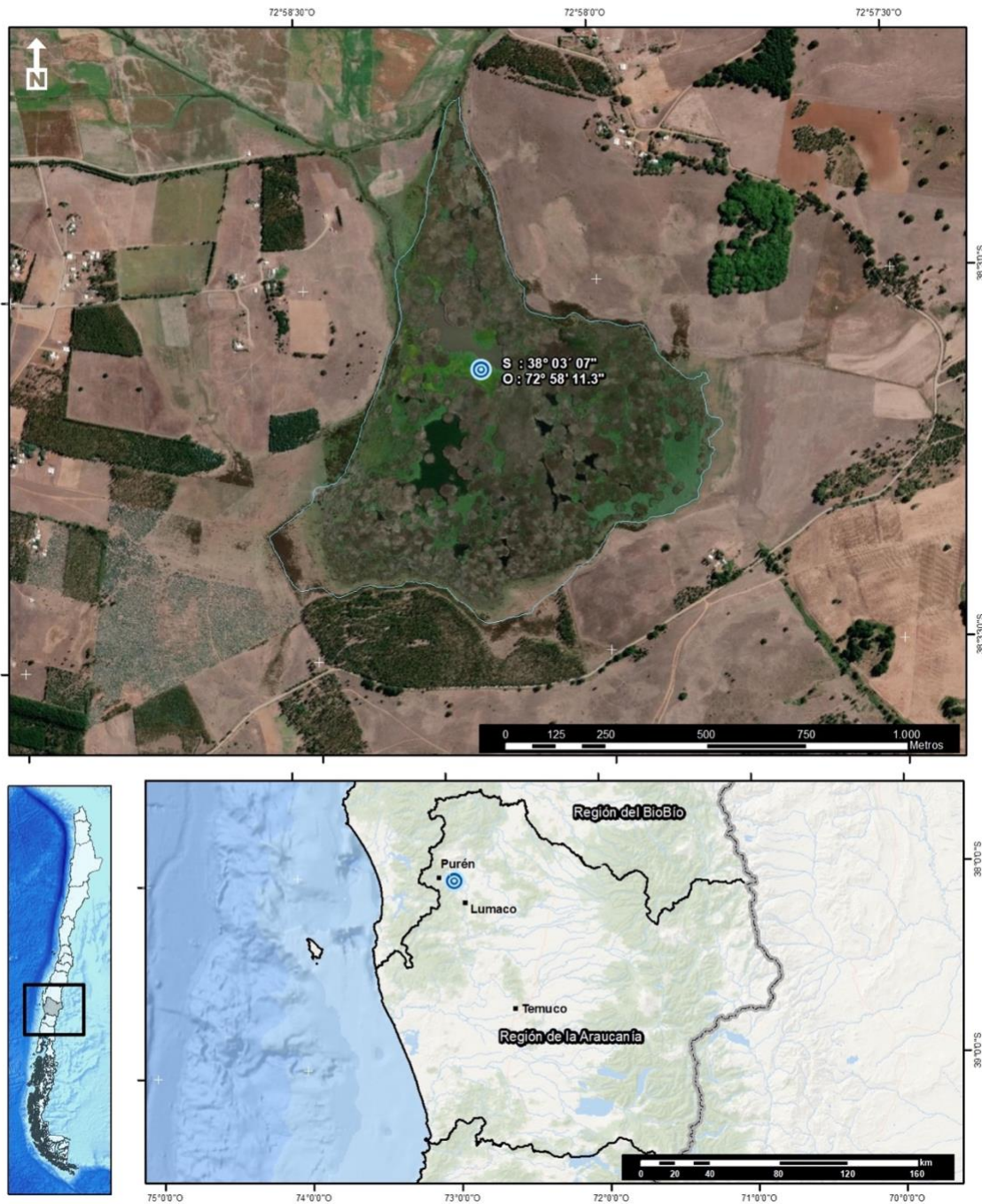


Figure 1. Location of the Purén-Lumaco swamp and site where sediment core was obtained (38°03'S;72°58'W).

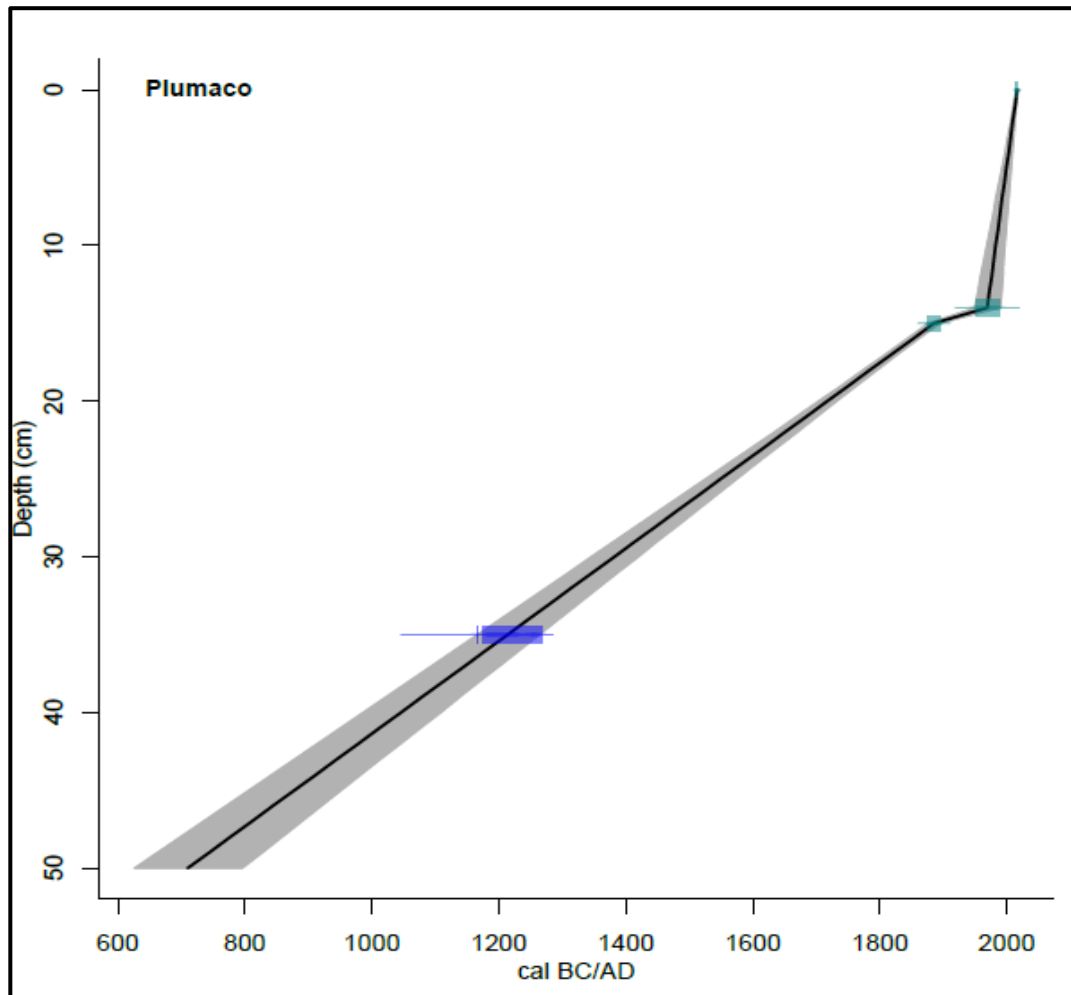


Figure 2. Age-depth model constructed by linear interpolation with R software and the Clam code (Blaauw, 2010). The upper part was estimated based on the first appearance of the *Pinus* pollen biological marker (1880) and the ^{137}Cs peak at 14 cm. The lower part was calculated based on ^{14}C dating at 35 cm.

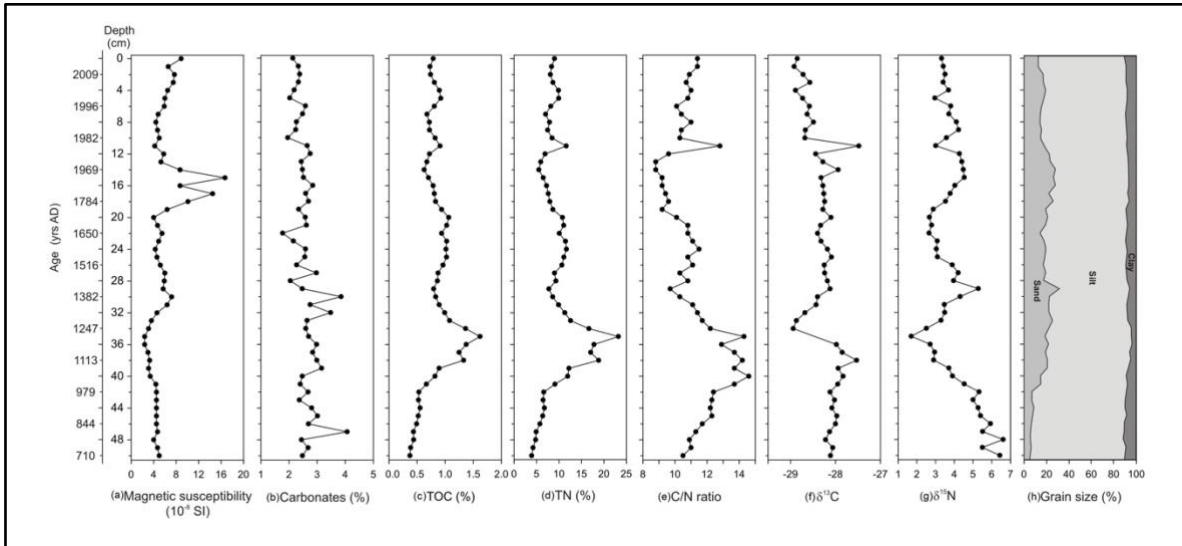


Figure 3. Sedimentological parameters: (a) Magnetic susceptibility in Si units X 10⁻⁸, (b) carbonates determined by loss on ignition (LOI 950°C), (c) total organic carbon (TOC), (d) total nitrogen (TN), (e) carbon-nitrogen ratio (C/N), (f) $\delta^{13}\text{C}$ isotopes, (g) $\delta^{15}\text{N}$ isotopes and (h) sediment grain size.

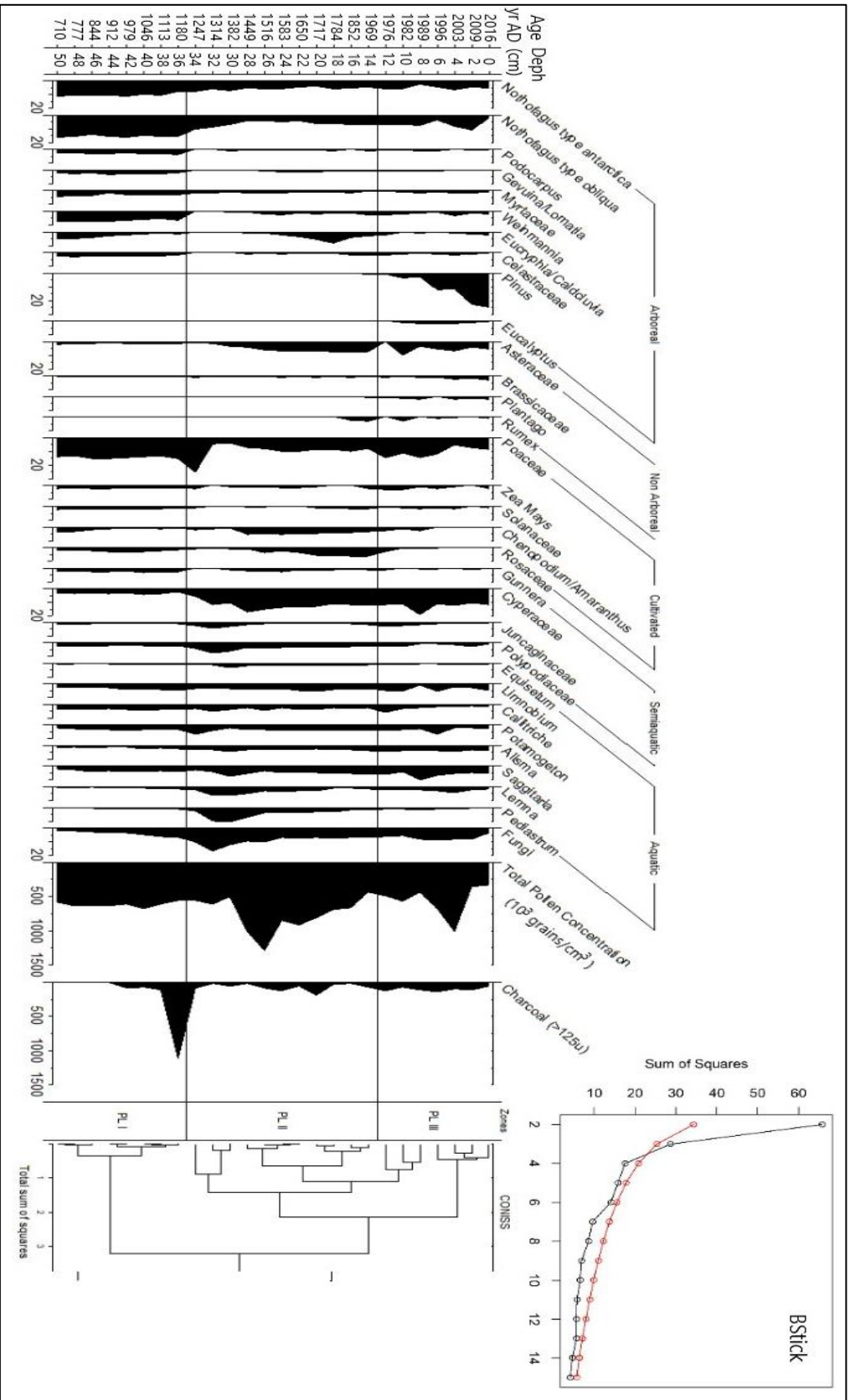


Figure 4. Pollen diagram of the Puren swamp. The figure presents the percent abundance of the plant species present in the core >1%, with a minimum pollen count of 300 pollen grains per preparation. The observed stratigraphic zones (PL I, PL II and PL III), were determined based on the botanical-ecological criteria and confirmed by CONISS statistical treatment. The broken-stick model analysis is presented in the upper right box.

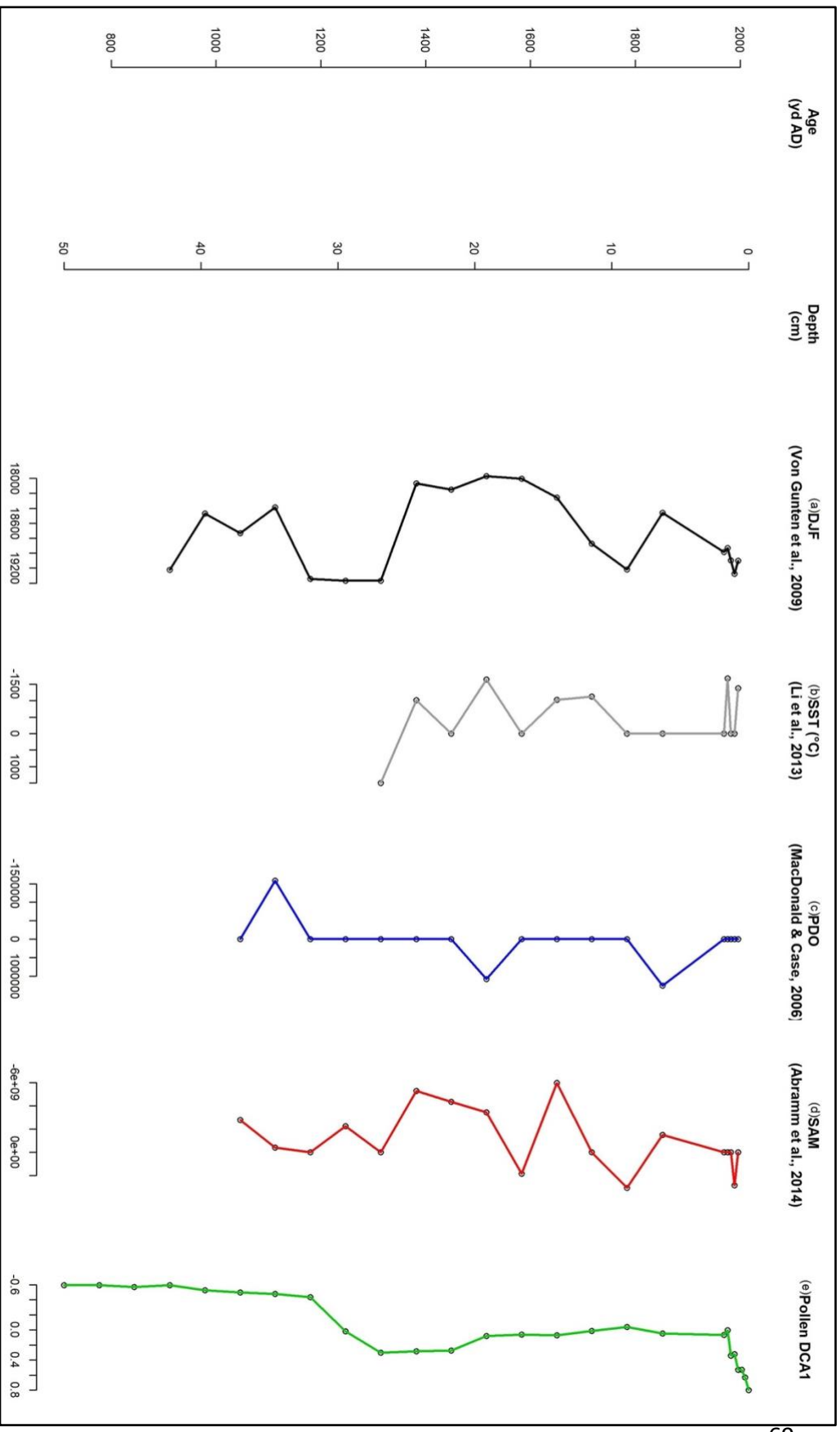


Figure 5. Comparison of the DCA analysis of pollen from Puren swamp with regional precipitation and temperature records. (a) Austral summer (DJF) temperature reconstruction, Laguna Aculeo 33°S (Von Gunten et al., 2009). (b) ENSO sea surface temperature (SST) anomaly (Li et al., 2013). (c) Pacific Decadal Oscillation (PDO) index (MacDonald and Case, 2006). (d) Reconstruction of annual mean changes in the Southern Annular Mode (SAM index). (e) DCA of pollen.

Record 1

“Fue tan grande la tormenta la que hizo aquel día y noche siguiente que se contaron veinte y siete de mayo de mil y quinientos y cuarenta y dos, principio del invierno de esta gobernación. Decían os indios naturales que no se acordaban haber visto tiempo tan recio, ni lo habían oído a sus pasados”

Source: Bibar, Gerónimo de Bibar. 1558. Crónica y Relación Copiosa y verdadera de los Reynos de Chile, hecha por natural de Burgos, 1558. Transcripción Paleográfica del Profesor Irving A. Leonard, Edición facisimilar y a plana del Fondo Histórico y Bibliográfico José Toribio Medina, Santiago, 1966.

Record 2

“le hizo tan grande y desaforado de lluvias, tempestades, que fue cosa monstruosa, que como es toda esta tierra llana, pensamos que nos anegar, y dicen los indios que nunca tal han visto, pero que oyeron a sus padres que en tiempos de sus abuelos hizo así otro año”

Source: Cartas de Pedro de Valdivia que tratan del descubrimiento y conquista de Chile, en Biblioteca de Autores Españoles. Crónicas del Reino de Chile, 1960, t. 131, pp. 9-10

Record 3

“llovió en la ciudad de Imperial cierto licor a manera de leche, que caía gota a gota, y de cada una se producía luego una rana de manera que vinieron a estar las calles tan llenas de ellas, que no se podía pasar sin hollarlas, por estar cubierto el suelo un jeme en alto por espacio de quince días”.

Source: Mariño de Lobera P. 1865. Crónica del reino de Chile. Santiago, Chile. Imprenta El Ferrocarril. 456 p. tomo VI, p. 178.

Record 4

“Fué aquel invierno, muí lluvioso i de la humedad hubo tan gran multitud de ratones que parecía la plaga de Ejipto”.

Source: Rosales, Diego de: Historia general del Reyno de Chile, Flandes Indiano, Santiago de Chile, 1877, tomo 1, p. .

Record 5

“Antes del arribo de los españoles, los chilenos cultivaban, además del maíz otras cuatro especies de granos cerealeros, llamados Magu, Tuca, Huegen y Cachilla, con las cuales hacían su pan, llamado Coque. Yo no pude observar estas plantas, porque su cultivo está abandonado casi por completo”

Source: Molina, Juan Ignacio. 1985. Ensayo sobre la historia natural de Chile. Traducción del Prof. D. Rodolfo Jaramillo, de la Academia de las Ciencias del Instituto de Bolonia, primera edición 1810. Ediciones Maule, 383 pp., 1 mapa. Santiago de Chile, p. 132.

Record 6

“en los llanos los vecinos de la ciudad tenían copiosísimas sementeras de trigo, zebada, garbanzos, lentexas y otras legumbres”. “hubo tanta abundancia de cereal que no se recogieron 200.000 fanegas de trigo, por no haber quien las quisiese”

Source: Rosales, Diego de: Historia general del Reyno de Chile, Flandes Indiano, Santiago de Chile, 1877, tomo 1, p. 464.

Record 7

“Desde allí fué al valle de Purén, que es muy fresco en todo tiempo y muy fértil. Los indios, como vieron los españoles dentro de su tierra, desampararon sus casas y se metieron huyendo en una ciénaga muy grande, que tiene dos leguas de monte y agua, donde se hacen fuertes, y no se les puede entrar. “Después de haber destruido todo lo que en él tenían sembrado, el maestro de campo, porque no pareciese no hacer efecto su ida, entró en la ciénaga, que por ser el año seco no era dificultosa la entrada ni andar por ella”

Source: Góngora y Marmolejo, A. de 1862 [1575]. Historia de Chile desde su Descubrimiento hasta el Año de 1575. Colección de Historiadores y de Documentos Relativos a la Historia Nacional, Vol. II. Imprenta del Ferrocarril, Santiago, p. 146.

Record 8

“Son todos estos valles fertilísimos de mantenimientos de la tierra como maíz, papa, trigo y cebada y ganado ovejuno de castilla y de la tierra han puesto muchos parronales de uva mollar que desde el día de hoy no se han podado y van trepando por grandísimos árboles y llevan tanto fruto que es cosa de espanto porque hay parras destas que cogen de ella veinte a treinta botijas de arroba de mosto. Tienen otras chácaras desta frutilla que cultivan de la cual hacen mucha pasa y chicha para beber, con lo cual se sustentan”

Source: Ocaña, D. de 1995 [1600]. Viaje a Chile. Relación del Viaje a Chile, Año de 1600. Editorial Universitaria, Santiago, p. 27.

Record 9

“Torrentes de llama i torbellinos de humo cubrían estos llanos en el mes de febrero cuando yo los iba atravesando: i esto provenia de que no pudiendo los indios utilizar sus pastos por la escasez de sus ganados, les pegaban fuego para librarse de los perjuicios que les hubieran causado”.

Source: Domeyko, Ignacio, Araucania y sus Habitantes. Recuerdo de un viaje hecho en las Provincias Meridionales de Chile en los meses de enero y febrero de 1845. Buenos Aires, Ed. Francisco de Aguirre, 1971 [Santiago de Chile, 1845] p.

Table 1. Historical records of the study area in original language.

References

Abarzúa A and Gajardo-Pichincura A (2008) ¿Y qué nos cuentan los polen?: Reconstruyendo la historia climática y vegetacional del sitio Pilauco. in: Pino M (ed.) Pilauco: Un sitio complejo del Pleistoceno tardío. Osorno, Norpatagonia chilena. Universidad Austral de Chile. Imprenta América, Valdivia, Chile, pp 49–53

Abarzúa A (2009) Respuestas ambientales a cambios climáticos y culturales en la Región de la Araucanía, Chile. Tesis. Doctorado en Ciencias Forestales. Facultad de Ciencias Forestales, Universidad Austral de Chile. Valdivia, Chile. 74 pp.

Abarzúa A, Pichincura A, Jarpa L et al. (2014) Environmental responses to climatic and cultural changes over the last 26,000 years in Purén-Lumaco valley (38°S). In: Dillehay, T (ed.), *The Teleoscopic Polity*, 123–142. Springer. DOI: 10.1007/978-3-319-03128-6_6.

Abram N, Mulvaney R, Vimeux F et al. (2014) Evolution of the Southern Annular Mode during the past millennium. *Nat. Clim. Change* 4, 564–569.

Adán L, Mera R, Navarro X et al. (2016). Historia prehispánica en la región Centro-Sur de Chile: Cazadores-recolectores holocénicos y comunidades alfareras. In *Prehistoria en Chile. Desde sus primeros habitantes hasta los Incas*. pp. 401–441. Editorial Universitaria, Santiago.

Ahmed M, Anchukaitis KJ, Asrat A et al. (2013) Continentalscale temperature variability during the past two millennia. *Nature Geoscience* 6: 339–346.

Araneda A, Torrejon F, Aguayo M et al. (2007) Historical records of San Rafael glacier advances (North Patagonian Icefield): Another clue to ‘Little Ice Age’ timing in southern Chile? *The Holocene* 17(7): 987–998.

Araneda A, Torrejón F, Aguayo M et al. (2009) Historical records of Cipreses glacier (34°S): Combining documentary-inferred ‘Little Ice Age’ evidence from Southern and Central Chile. *The Holocene* 19(8): 1173–1183.

Aztorquiza O (1929) Lota, antecedentes históricos con una monografía de la Compañía Minera e Industrial de Chile. Sociedad Imprenta y Litografía, Concepción. 44 pp.

Bengoa J (2003) Historia de los antiguos Mapuches: Desde antes de la llegada de los españoles hasta las paces en Quilin. Catalonia Publisher.

Bennett KD (1996) Determination of the number of zones in a biostratigraphical sequence. *New Phytologist* 132: 155–170.

Berman A, Silvestri G, Rojas M et al. (2017) Accelerated greenhouse gases versus slow insolation forcing induced climate changes in southern South America since the Mid-Holocene. *Climate dynamics*, 48(1-2), 387-404.

Berninger O (1966) Bosque y tierra despejada desde la conquista española. Memoria de Prueba para optar al título de profesor de Estado en las asignaturas de Historia, Geografía y Educación Cívica. Santiago.

Bertrand S, Hughen K, Sepúlveda J et al. (2014) Late Holocene covariability of the southern westerlies and sea surface temperatura in northern Chilean Patagonia. *Quaternary Science Reviews* 105: 195–208.

Birks HJB (1998) Deevey review 1: Numerical tools in palaeolimnology– Progress, potentialities, and problems. *Journal of Paleolimnology* 20(4): 307–332.

Birks HJB and Gordon AD (1985) *Numerical Methods in Quaternary Pollen Analysis*. London: Academic Press.

Blaauw M (2010) Methods and code for ‘classical’ age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology* 5(5): 512–518.

Blott S (2010) GRADISTAT ver. 8.0: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments by sieving or laser granulometer. Kenneth Pye Associates Ltd, UK (www.kpal.co.uk/gradistat.html).

Boccaro G (1999) Etnogénesis mapauche: resistencia y reestructuración entre los indígenas del centro-sur de Chile (siglos XVI–XVIII). *The Hispanic American Historical Review*, 79(no. 3): 425–461.

Bolós, M. 1992: La evolución o arqueología del paisaje. In Bolós, M. , editor, *Manual de ciencia del paisaje teoría, métodos y aplicaciones*. Masson, S.A. , 191—203.

Brenner M, Rosenmeier M, Hodell D et al (2002) Paleolimnology of the Maya lowlands, Long-term perspectives on interactions among climate, environment, and humans. *Ancient Mesoamerica* 13, 141–157.

Bronk Ramsey C (2005) *OxCal Program v3.10*. Oxford: University of Oxford Radiocarbon Acceleration Unit.

Campbell R, Stern CR and Peñaloza Á (2017) Obsidian in archaeological sites on Mocha Island, southern Chile: Implications of its provenience. *Journal of Archaeological Science: Reports*, 13, 617– 624.

Campbell R, Roa C and Santana F (2018) Más sureño que los porotos: Primeros fechados 14 C AMS para el sitio Cueva de los Catalanes. *Boletín de la Sociedad Chilena de Arqueología*. 48.

Camus P and E Hajek (1998) *Historia ambiental de Chile. Descripción general de períodos en la historia ambiental y 15 estudios de casos de conflictos ambientales*. Inscripción No. 106.166. I.S.B.N. 956-288-091-5. 183 pp.

Camus P (2001) “Perspectivas de la ‘historia ambiental’: orígenes, definiciones y problemáticas”, en *Pensamiento Crítico Revista Electrónica de Historia*, núm. 1, Santiago, pp. 29 y 30.

Camus P and Solari M (2008) La invención de la selva austral. Bosques y tierras despejadas en la cuenca del río Valdivia (siglos XVI- XIX). *Revista de Geografía Norte Grande* 40: 5-22.

Carrevedo ML, Frugone M, Latorre C et al. (2015) A 700-year record of climate and environmental change from a high Andean lake: Laguna del Maule, central Chile (36°S). *The Holocene* 25(6): 956–972.

Christie DA, Boninsegna JA, Cleaveland MK et al. (2011) Aridity changes in the Temperate-Mediterranean transition of the Andes since AD 1346 reconstructed from tree-rings. *Climate Dynamics* 36(7): 1505–1521.

Claessens L, Antle JM, Stoorvogel JJ et al. (2012) A method for evaluating climate change adaptation strategies for small-scale farmers using survey, experimental and modeled data. *Agric. Syst.* 111:85–95.

Cullen HM, deMenocal PB, Hemming S et al. (2000) Climate change and the collapse of the Akkadian empire: evidence from the deep sea. *Geology* 28 (2000): 379–382.

Cunill P (1970) Factores en la destrucción del paisaje chileno: recolección, caza y tala coloniales. *Informaciones Geográficas (número especial)*: 235-264.

Di Castri F and Hajek E (1976) *Bioclimatología de Chile*, Vicerrectoría Académica, Universidad Católica de Chile, Santiago.

Diel M, Pinheiro M, Cocco C et al (2017) Phyllochron and phenology of strawberry cultivars from different origins cultivated in organic substrates. *Sciences Horticultural (Amsterdam)*, 220, 226–232.

Dillehay T (1990) *Araucanía: presente y pasado*. Editorial Andrés Bello, Santiago, Chile. 153 pp.

Dillehay T (2003) Tracking the first Americans. *Nature* 425, 23–24.

Dillehay T (2007) *Monuments, Resistance and Empires in the Andes: Araucanian Ritual Narratives and Polity*. Cambridge: Cambridge University Press.

Dillehay T, Pino M, Bonzani R et al. (2007) Cultivated wetlands and emerging complexity in south-central Chile and long distance effects of climate change. *Antiquity* 81, 949-960.

Dillehay T, J Rossen, D Ugent et al (2010) “Early Holocene Coca Chewing in Northern Peru.” *Antiquity* 84 (326): 939–953.

Dillehay T (2014) *The Teleoscopic Polity: Andean Patriarchy and Materiality*, Springer, New York.

Dillehay T, Ocampo C, Saavedra J et al. (2015) New archaeological evidence for an early human presence at Monte Verde, Chile. *PLOS One* 10, e0141923.

Elbert E, Wartenburger R, von Gunten L et al. (2013) Late-Holocene air temperature reconstructed from sediments of Laguna Escondida, Patagonia, Chile (45°S 30'W). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 369: 482–492.

Faegri K and Iversen J (1989) *Textbook of Pollen Analysis*. Chichester: John Wiley.

Fagan B (2000) *The Little Ice Age. How climate made history 1300–1850*, Basic Books, New York, 246 pp.

Falabella F, Planella M and Tykot R (2008) El maíz (*Zea Mays*) en el mundo prehispánico de Chile central. *Latin American Antiquity* 19(1):25–46.

Fesq-Martin M, Friedmann A and Peters M (2004) Late Glacial and Holocene vegetation history of the Magellanic rain forest in southwestern Patagonia. *Vegetation History and Archaeobotany* 13: 249–255.

Fletcher MS and Moreno PI (2012) Vegetation, climate and fire regime changes in the Andean region of southern Chile (38°S) covaried with centennial-scale climate anomalies in the tropical Pacific over the last 1500 years. *Quaternary Science Reviews* 46: 46–56.

Gajardo A (2006) La agricultura mapuche en el valle Purén – Lumaco (Araucanía-Chile) Desde las crónicas coloniales hasta el presente. VI Simposio Nacional de Etnobotánica y Botánica Económica, Puno, Perú. Pág. 124.

Gardiner A (1840) *A visit to the Indians on the frontiers of Chile*, Surrey: Seeley & Burnside.

Garreaud, R, Vuille M, R. Compagnucci et al. (2009) Present-day South American climate. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 281, 180–195.

Gil A, Villalba R, Ugan A et al (2014) Isotopic evidence on human bone for declining maize consumption during the Little Ice Age in central western Argentina. *Journal of Archaeological Science* 49:213–227.

Godoy-Aguirre C (2018) Evaluating vegetable processing and the elaboration of Fermented beverages in an El Vergel context in Mocha island (ad 1000-1300). *Chungará (Arica)*, 50(1), 107-120. <https://dx.doi.org/10.4067/S0717-73562018005000401>

Grimm EC (1987) Constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers & Geosciences* 13(1): 13–35.

Hauenstein E, Muñoz A, Peña F et al. (2001) Bases para la conservación de los humedales de la costa de Toltén (IX Región). Informe Final Proyecto DIUCT N°99-4-04. Dirección de Investigación, Universidad Católica de Temuco. 56 pp.

Haug GH, Günther D, Peterson L et al. (2003) Climate and the collapse of Maya civilization. *Science* 299, 1731–1735.

Heiri O, Lotter AF and Lemcke G (2001) Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology* 25(1): 101–110.

Henríquez W, Villa-Martínez R, Vilanova I et al (2017) The last glacial termination on the eastern flank of the central Patagonian Andes (47°S). *Climate of the Past* 13, 879–895.

Herrera I, Goncalves E, Pauchard A et al. (eds) (2016) Manual de plantas invasoras de sudamérica. 1st edn. Santiago: Instituto de Ecología y Biodiversidad, 116 pp.

Heusser CJ (1971) Pollen and Spores of Chile: Modern Types of the Pteridophyta, Gymnospermae, Angiospermae. Tucson, AZ: University of Arizona Press.

Hogg AG, Hua Q, Blackwell PG et al. (2013) SHCal13 southern hemisphere calibration, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55(4): 1889–1903.

Jones PD (2001) The evolution of climate over the last millennium. *Science* 292(5517): 662–667.

Jones PD and Mann ME (2004) Climate over past millenia. *Reviews of Geophysics* 42(2): 1–42.

Juggins S (2017) Analysis of Quaternary Science data, Package 'rioja'. Available at: <http://www.staff.ncl.ac.uk/stephen.juggins/>.

Lara A, Solari M, Prieto M et al. (2012) Reconstrucción de la cobertura de la vegetación y uso del suelo hacia 1550 y sus cambios a 2007 en la ecorregión de los bosques valdivianos lluviosos de Chile (35°–43° 30' S). *Bosque* 33(1):13–23. doi: 10.4067/S0717-92002012000100002.

Le Quesne C, Acuña C, Boninsegna JA et al. (2009) Longterm glacier variations in the Central Andes of Argentina and Chile, inferred from historical records and tree-ring reconstructed precipitation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281(3–4): 334–344.

Li J, Xie SP, Cook ER et al. (2013) El Niño modulations over the past seven centuries. *Nature Climate Change*, 3, 822– 826.

MacDonald GM and Case R (2005) Variations in the Pacific decadal oscillation over the past millennium. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L08703, doi:<https://doi.org/10.1029/2005GL022478>.

Maddoni G and Martínez J (2014) Row spacing, landscape position and maize grain yield *Int. J. Agron.*, 2014 (2014), 10.1155/2014/195012.

Markgraf V and D'Antoni HL (1978) *Pollen Flora of Argentina*. Tucson, AZ: University of Arizona Press.

Maas Cäsar (1847) Reis durch die südlichen provinzen der Republick Chile von Januar Juni 1847. Geschichtliche Manatsblätter. Publicado por Geord Schwarzenberg. Tomo I. Valdivia 1916/17, Cuaderno 7-9, cuaderno 8, pág 111.

Massone M, Silva C and Labarca R (2007) La sociedad El Vergel y el manejo de los recursos vegetales en la isla Santa María, entre los siglos X y XVI d.C. Informes. Fondo de Apoyo a la Investigación Patrimonial. Santiago: Centro de Investigaciones Diego Barros Arana. DIBAM.

McDermott F, Matthey D and Hawkesworth C (2001) Centennial-scale Holocene climate variability revealed by a high-resolution speleothem $\delta^{18}\text{O}$ record from SW Ireland. *Science* 294, 1328.

Meyers PA and Teranes JL (2001) Sediment organic matter. In: Last W.M. and Smol J.P. (eds), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Vol. 2: Physical and Geo-chemical Methods*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 239–269.

Moreno PI, Vilanova I, Villa-Martínez R et al. (2014) Southern Annular Mode-like changes in southwestern Patagonia at centennial timescales over the last three millennia. *Nature Communications* 5: 4375.

Moy C, Seltzer G, Rodbell D et al. (2002) Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch, *Nature*, 420, 162–165.

Moy C, Moreno P, Dunbar R et al. (2009) Climate Change in Southern South America During the Last Two Millennia, *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions*, 10.1007/978-90-481-2672-9_15, (353-393).

Oksanen J, Blanchet FG, Friendly M et al. (2015) *Vegan: Community Ecology Package*, R Packag, version 2.3-2. Available at: <https://github.com/vegandevs/vegan>.

Otero L (2006) *La huella del fuego. Historia de los bosques nativos. Poblamiento y cambios en el paisaje del sur de Chile*. Santiago: Pehuén Editores, 171 pp.

Pérez L, García-Rodríguez F and Hanebuth T (2016) Variability in terrigenous sediment supply offshore of the Rio de la Plata (Uruguay) recording the continental climatic history over the past 1200 years. *Climate of the Past* 12: 623–634.

Pfister C (2018) Evidence from the archives of societies: documentary evidence—overview. In: White S, Pfister C, Mauelshagen F (eds) *The Palgrave handbook of climate history*. Palgrave Macmillan, London, pp 37–47.

Planella MT, Falabella F, Belmar C et al. (2015) Huertos, chacras y sementeras. Plantas cultivadas y su participación en los desarrollos culturales de Chile central. *Revista Española De Antropología Americana*, 44(2), 495-522. https://doi.org/10.5209/rev_REAA.2014.v44.n2.50727.

Prieto MR and García R (2009) Documentary sources from South America: Potential for climate reconstruction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281(3–4): 196–209.

Rondanelli M (2001) Historia de la vegetación andina en los valles de Alto Biobío y Lonquimay, Chile centro-sur 38°-39° S), durante el Holoceno: estudio paleoecológico basado en el análisis de polen (Doctoral dissertation, Universidad de Concepción) 93 pp.

Rutllant J and Fuenzalida H (1991) Synoptic Aspects of the Central Chile Rainfall Variability Associated with the Southern Oscillation. *Int. J. of Climatology* 11, 63-76.

Sánchez M, Quiroz D and Massone M (2004) Domesticación de plantas y animales en la Araucanía: Datos, metodologías y problemas. *Proceedings of the Actas del XV Congreso Nacional de Arqueología Chilena* 1:365–372. Universidad de Tarapacá, Arica

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

Silva C (2014) Chapter 8: Archaeobotanical Remains. In *The Teleoscopic Polity*, edited by Dillehay, Tom, pp. 221–236. Springer, New York.

Simi E, Moreno PI, Villa-Martínez et al. (2017) Climate change and resilience of deciduous *Nothofagus* forests in central–east Chilean Patagonia over the last 3200 years. *J Quat Sci* 32(6): 845–856. DOI: 10.1002/jqs.2948

Solano Astaburuaga F (1867) *Diccionario jeográfico de la república de Chile*. Nueva York: D. Appleton & Ca.

Soon W, Baliunas S, Idso C et al. (2003) Reconstructing climatic and environmental changes of the past 1000 years: A reappraisal. *Energy Environ* 14(2/3): 233–296.

Stockmarr J (1971) Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen Et Spores* 13(4): 615–621.

Summerhayes C (2017) Comment on ‘The Medieval Quiet Period’ – Implications arising from models of solar irradiance. *The Holocene* 27(2): 315–316.

Torrejón F and Cisternas M (2002) Alteraciones del paisaje ecológico araucano por la asimilación mapuche de la agroganadería hispano-mediterránea (siglos XVI y XVII). *Rev Chil Hist Nat* 75:729–736.

Torrejón F, Cisternas M and Araneda A (2004) Efectos ambientales de la colonización Española desde el río Maullín al archipiélago de Chiloé, sur de Chile. *Revista Chilena de Historia Natural* 77(4): 661–677.

Treu R and Emberlin J (2000) Pollen dispersal in the crops Maize (*Zea mays*), Oilseed Rape (*Brassica napus* spp *oleifera*), Potatoes (*Solanum tuberosum*) Sugar Beet (*Beta vulgaris* spp *vulgaris*) and Wheat (*Triticum aestivum*) Report for the Soil Association from The National Pollen Research Unit.

Troncoso JM, Vergara C, Alvarez D et al. (2019) A new multi-proxy record of environmental change over the last 1000 years on Chiloé Island: Lake Pastahué, south-central Chile (42° S). *The Holocene*, 29(3), 421-431.

Urrutia R, Araneda A, Torres L et al. (2010) Late-Holocene environmental changes inferred from diatom, chironomid, and pollen assemblages in an Andean lake in Central Chile, Lake Laja (36°S). *Hydrobiologia* 648(1): 207–225.

Villagrán C (2001) Un Modelo de la historia de la vegetación de la Cordillera de La Costa de Chile central-sur: la hipótesis glacial de Darwin. *Revista Chilena de Historia Natural* 74:793–803.

Villalba R, Grau H, Boninsegna J et al. (1998) Tree-ring evidence for long-term precipitation changes in subtropical South America. *Int. J. Climatol*, 18, 1463–1478.

Villalobos S (1995) *Vida fronteriza en la Araucanía, el mito de la guerra de Arauco*. Editorial Andrés Bello, Santiago de Chile. 130 pp.

Villalobos S (2015) *La Araucanía. Historia y Falsedades*. Dirección de Investigación. Centro de Estudios Históricos, Universidad Bernardo O'Higgins.

Von Gunten L, Grosjean M, Rein B et al. (2009) A quantitative high-resolution summer temperature reconstruction based on sedimentary pigments from Laguna Aculeo, central Chile, back to AD 850. *The Holocene* 19(6): 873–881.

Wanner H, Mercolli L, M. Grosjean et al. (2015) Holocene climate variability and change; a data-based review *J. Geol. Soc.*, 172, pp. 254-263.

Weiss H and Bradley RS (2001) What drives societal collapse? *Science* 291, 609-610 .

Whitlock C and Larsen C (2001) Charcoal as a fire proxy. In Smol J.P. , Birks, H.J.B. and Last, W.M. , editors, *Terrestrial, algal, and siliceous indicators*, Dordrecht: Kluwer , 75-97.

Whitlock C, Moreno PI and Bartlein P (2007) Climatic controls of Holocene fire patterns in southern South America. *Quat Res* 68:28–36

Zavala JM and T. D. Dillehay (2010) El 'Estado de Arauco' frente a la conquista española: estructuración sociopolítica y ritual de los araucano-mapuches en los valles nahuelbutanos durante los siglos XVI y XVII. *Chungara* 42: 433–50.

CAPITULO 4

DISCUSIÓN GENERAL

Los ecosistemas del Centro Sur de Chile han estado en constante cambio debido a factores propios de su dinámica natural y a alteraciones provocadas por acción antrópica. Estas alteraciones varían en magnitud y temporalidad, dependiendo del tipo de evento y su respuesta que, en muchos casos, depende de la resiliencia y/o resistencia que posea el sistema. El paisaje ecológico del centro sur de Chile, es un excelente lugar para estudiar la dinámica de cambios por acción natural debido a la variación del clima, así como también por acción del hombre, por ejemplo la deforestación e incendios. Por otra parte, el centro-sur de Chile cuenta con registros históricos que han permitido describir el estado del paisaje a la llegada del colonizador europeo (Berninger, 1966; Bengoa, 2003; Dillehay y Saavedra, 2010) y otros han utilizado información militar y extrapolaciones para cuantificar la población indígena (Thayer, 1917).

Gran parte de la información recopilada y contrastada, estima que el número de indígenas que habito entre el actual territorio de La Serena y la Isla Grande de Chiloé, durante el siglo XVI era entre 1.070.000-1.540.0000 (Bengoa *op. cit.*; Thayer *op. cit.*). Esta información demográfica nos hace preguntarnos cómo fue posible que un pueblo caracterizado por muchos autores como salvajes, pudiese vivir casi exclusivamente de la caza y de los frutos espontáneos que provee la tierra, y además que estos frutos pudiesen multiplicarse de forma natural y

constante, de manera tal, de sostener la alimentación para este tamaño poblacional. Por tanto, es probable que la conquista incásica habría incidido en la incorporación de especies, relacionadas principalmente a la alimentación y también a técnicas agrícolas (Dillehay y Gordón, 1988).

Estos datos son apoyados a través de una de las cartas del Conquistador Pedro de Valdivia al Emperador Carlos V, el día 25 de Septiembre de 1551, donde expresa información acerca de las prácticas agrícolas de los indígenas *“los indios siembran para su sustentación maíz, papas, quinua, madí, ají i frisoles y son grandísimo labradores”*. Algunos autores han apoyado esta hipótesis (Thayer, 1917) e indican que es muy probable que cuando se consumó la conquista del norte de Chile por las armas incásicas, se hallasen los indígenas del sur del país preocupados por la necesidad de aumentar la producción agrícola por ser ya insuficientes los frutos que para su alimentación les suministraba la naturaleza. Esta hipótesis explicaría la rápida introducción entre ellos del cultivo del maíz, solucionado así el problema alimenticio, nada impediría la posibilidad de un crecimiento vigoroso de la población indígena. De esta manera, la información entregada por diversos historiadores, que describieron el paisaje ecológico en épocas pretéritas (Berninger; 1966) como evidentemente alterado, con bosques tipo parque inglés, nos entrega señales acerca de la explotación de recursos y despeje de la vegetación por parte de las comunidades indígenas para la habilitación de terrenos con fines agrícolas.

El uso intensivo del suelo se hizo más evidente a partir de las colonizaciones (españolas, alemanas, italianas y suizas), auspiciadas por el gobierno chileno (Guevara, 1925) para el desarrollo forestal y agrícola del país, los cuáles a la larga provocaron erosión de los suelos y transformación del paisaje (Cunill, 1970).

La zona entre las regiones del Biobío y Los Lagos, estuvo densamente poblada por indígenas, de hecho actualmente las regiones de Araucanía y Biobío, presentan abundante población indígena de origen mapuche. El paisaje actual está determinado por una intensa actividad antrópica, son escasos los fragmentos de bosque nativo, la mayoría renovales de segundo crecimiento (Lara *et al.* 2012), que se encuentran inmersos dentro de una matriz antrópica caracterizada por plantaciones de especies exóticas de rápido crecimiento con especies del género *Pinus* y *Eucaliptus*. Esta área que abarca desde los 37°S a los 42°S, representa una importante zona de transición climática y vegetacional (Mediterráneo-Templado 37-38°S) y (Templado-Lluvioso, 39-42°S). La transición se debe a la interacción entre el Anticiclón de Pacífico, al cinturón de los vientos del oeste, el efecto del fenómeno de El Niño- Oscilación del Sur (ENOS) (Di Castri y Hajeck, 1976; Montecinos y Aceituno, 2003; Garreud, 2018).

El registro polínico, sedimentológico, isotópico abarca los últimos 1000 años A.P., mientras que el registro histórico-documental considera los últimos 500 años de conformación de los ecosistemas Valle de Purén (38°S) y Lago Pastahué (42°S).

Estos registros evidencian la manifestación de los fenómenos Anomalía Climática Medieval (MCA) y La Pequeña Edad de Hielo (LIA), donde cada ecosistema posee una señal climática particular observándose además un desfase en la temporalidad de dichos eventos. Del mismo modo, se observan discrepancias en relación al real impacto del hombre europeo en ambos ecosistemas, también se logran distinguir diferencias en las repuestas ecológicas de los sistemas. Cada uno de estos aspectos es discutido comparativamente a continuación:

Evidencia de la Anomalía Climática Medieval (MCA).

En el Valle de Purén (38°S) es posible evidenciar para el período temporal entre (700 a 1200 AD) condiciones cálidas y húmedas (Fig. 2), determinadas por el incremento de elementos termófilos como *Weinmannia trichosperma* (Lusk, 1999) y la presencia de numerosos taxa palustres (*Gunnera* y Cyperaceae) y acuáticos (*Limnobium*, *Sagittaria* y *Potamogeton*). Esta información es en parte coincidente con lo registrado por Abarzúa *et al.* (2014) a través de un estudio pionero en la misma zona de estudio, pero que lamentablemente no cuenta con un registro detallado de lo ocurrido para los últimos 1000 años. A pesar de ello, la información terminal, correspondiente a los últimos 2000 años, muestra el desarrollo de elementos cálidos del bosque templado y abundancia de partículas de carbón como indicadoras de eventos de fuego. Además se observan trazas polínicas de especies indicadoras de cultivos como maíz (*Zea mays*), solanáceas, gramíneas y chenopodiáceas. Esta situación es similar a nuestros resultados polínicos, que interpretamos como buenas condiciones climáticas para el desarrollo de cultivos

con un probable aumento del crecimiento poblacional indígena. Posiblemente las condiciones propias de estas latitudes y las variaciones en los montos de

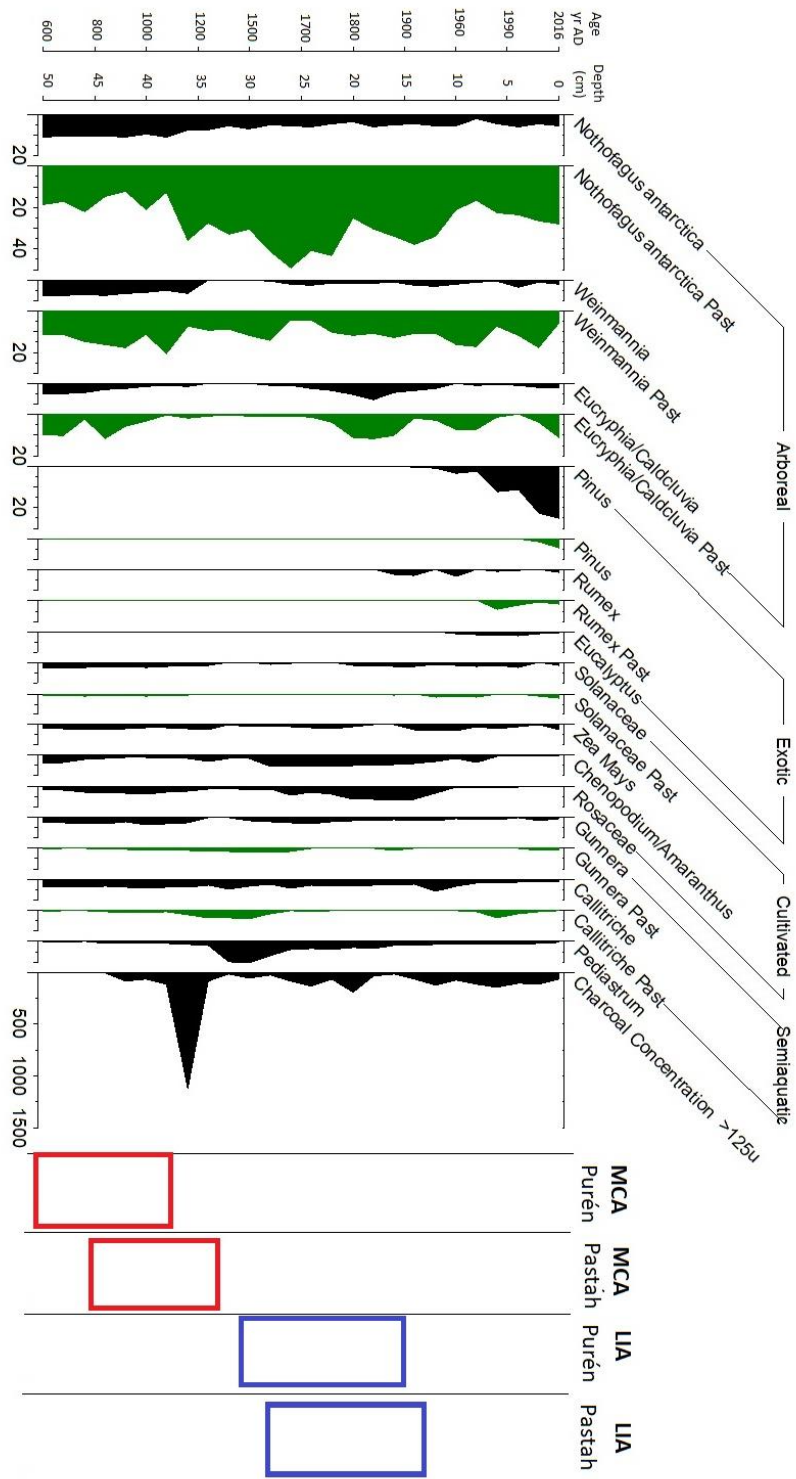


Figura 1. Resultados comparativos de los perfiles polínicos Valle de Purén 39°S (en negro) y Laguna Pastahúé 42°S (en verde). Paralelamente se informan los períodos temporales de ocurrencia de eventos MCA y LIA para cada ecosistema,

precipitación, junto a la manifestación de la MCA, determinaron, para este período, la estructura vegetal y dinámica de fuego que se presenta en el Valle de Purén.

Para el Lago Pastahué (42°S), se observa una variación de los ensambles de polen y quironómidos, que determinan condiciones cálidas y secas desde ca. 800 a 1300 AD (Fig. 2). Este período temporal muestra un incremento en las abundancias del bosque templado valdiviano, como por ejemplo *Weinmannia trichosperma*, *Tepualia stipularis* y *Eucryphia/Caldcluvia*. El ensamble de quironómidos presenta algunos cambios que pueden asociarse con variaciones climáticas o tróficas, por ejemplo *Polypedilum*, taxón típico de ambientes de alta productividad, que algunos autores también lo identifican como adaptado a condiciones cálidas, junto al incremento de *G./Bryophaenocladus*, permiten inferir la prevalencia de condiciones más cálidas y secas (Massaferro *et al.* 2009). Las condiciones climáticas entre los sitios de estudio Valle de Purén (38°S) y Lago Pastahué (42°S), permiten evidenciar un desfase de aproximadamente 100 años en la temporalidad del evento MCA, para esta zona del Sur de Sudamérica y también muestran discrepancias en la expresión de la señal climática, ya que para el Valle de Purén se estiman condiciones cálidas y húmedas, mientras que para el caso del Lago Pastahué se infieren como cálidas y secas (Fig. 2). Estas condiciones cálidas, determinadas para este tramo temporal, también han sido registradas para igual latitud en Laguna San Pedro 38°S (Fletcher y Moreno, 2012), más al sur en Laguna Escondida 45°S (Elbert *et al.*, 2013) y más al norte en Laguna Aculeo 34°S (Von Gunten *et al.*, 2009). Si bien la señal climática tiende

a ser cálida, se observa un leve desfase de 50 años aproximadamente en la manifestación de estas condiciones (1100 a 1350 AD).

Cambios ambientales y desarrollo de cultivos.

Los cambios ambientales más evidentes en el Valle de Purén (38°S) ocurren a partir de 1200 AD (Fig. 2). Posterior a un evento de fuego, donde se ve alterada la composición vegetal, los proxies sedimentológicos y la señal isotópica de los sedimentos. Una de las hipótesis de trabajo plasmadas en esta investigación es que el uso de fuego por parte de las comunidades indígenas del Centro-Sur de Chile es una costumbre frecuente. La evidencia empírica, reconocida en la presencia de un alto número de partículas de carbón, casi para todo el perfil sedimentario, denota la actividad constante de fuego en el sistema, propiciado por las condiciones cálidas prevalecientes y por la necesidad de habilitar tierras de cultivos para desarrollar la agricultura.

Es posible corroborar estas afirmaciones a partir de diversas cartas, crónicas y documentos históricos que hablan del área de estudio. Durante la segunda mitad del siglo. XVI, el militar y cronista Jerónimo de Vivar en el escribía: *“El maíz, cuando lo siembran en octubre, que es como Abril en España, sembrase en tierra enjuta algunos y otros en regada de cinco o seis días cavando la tierra con aquellas estacas, y otros echando el maíz en los hoyos que serán tres a cuatro granos. Cuando nacen guárdanlo, que las aves no lo coman, y después que está*

nacido de dos o tres hojas está el campo y hierba seca, que hay mucha y muy alta. Echanle fuego y hácese ceniza y aunque mala, más parte de las hojas del maíz. Luego lo riegan; sale furioso y acude sesenta y ocho fanegas; da una fanega de cincuenta hasta ciento; dase mejor en monte. He querido dar cuenta de las sementeras y como se hace en esta provincia sin trabajo, que es dios servido darlo así, porque lo vi y de él me sustente como los demás. Digo hoy así hace y hará, que la constelación de la tierra lo administre”.

Ciertamente, a la llegada del conquistador español, los indígenas del sur de Chile se encontraban en una etapa técnicamente menos desarrollada, que otras culturas aborígenes americanas. A pesar de aquello, y producto del crecimiento demográfico del siglo XVI, donde se estimaba una población indígena de entre 1.070.000 y 1.540.000 habitantes (Thayer, 1917), tuvieron la necesidad de incrementar sus cultivos registro de aquello queda en la carta del conquistador Pedro de Valdivia al Rey de España, del 25 de Septiembre de 1551, donde señalaba que cultivaban el maíz, la papa, la quínoa, el madi, ají y un poroto frijol.

En documentos inéditos de José Toribio Medina se indica que una vez fundado el fuerte de Penco *“llego el capitán Pastene con una armada compuesta de un navío i una galera o galconcete. Despachóle el Gobernador para Arauco a que cargase maíz; regresó pronto Pastene con buen recabdo pues en una isla (la Santa María) cargó los navíos de maíz; tres o cuatro meses después envió de nuevo Valdivia a*

Pastene con los navíos a que trajesen más comida, que toda era menester; paso a otra isla que estaba veinte leguas adelante (la Mocha) donde cargó de comida i cargando los navíos de maíz, dio la vuelta (Thayer, 1917).

Según las estimaciones de Thayer, para entonces en el 1550 navegaban en estos mares buques de 100 a 300 toneladas de manera que la cantidad total de maíz acarreada en los tres viajes puede estimarse, sin exajeración, en unas 600 a 1.000 toneladas, cifra tanto más reveladora cuanto que los dos primeros cargamentos provinieron sólo de las islas de Santa María y Mocha, es decir, de una pequeñísima parte del territorio austral del país. Para tener como referencia, actualmente se utilizan variedades de maíz mejoradas genéticamente y bajo un sistema de producción tecnificada que permite obtener rendimientos de 11.000 a 14.000 kilos por hectárea. Si consideramos estos valores, podemos estimar que el total de kilos acarreados por Pastene, representa una superficie cultivada de aproximadamente 90 ha.

El principal cultivo parece haber sido en aquel tiempo el maíz. Pero la papa (Solanaceae) también tiene que haber desempeñado un importante papel. En las fuentes más antiguas pareciera, en primera instancia, que no tuvo un papel relevante, debido a que rara vez se le menciona. La causa de esto puede ser el desconocimiento que al principio tenían los españoles por este vegetal. Los datos polínicos mostrados para el perfil del Valle de Purén, muestran la presencia sostenida de las solanáceas (posiblemente papa) (Fig. 2). Los cronistas posteriores destacan muy especialmente la importancia de la papa (Cordova y

Figuroa, 1862; Carvallo y Goyeneche, 1861). Los españoles introdujeron desde el inicio de la conquista el trigo (Carta de Pedro Valdivia del 4 de septiembre de 1545 a Carlos V). Los indígenas lo habrían adoptado muy pronto (Torrejón y Cisternas, 2002). Con excepción del maíz y la papa, este cereal desplazó completamente los otros frutos nativos ancestrales tanto es así que los indígenas lo cultivan y prefieren hasta la actualidad.

En el Lago Pastahué (41°S), no hay actividad de fuego (Fig. 2), tampoco es evidente la perturbación humana y de cultivos, lo cual es concordante por lo señalado por Torrejón *et al.* (2011), quienes han señalado que gran parte de la intervención de la Isla Grande de Chiloé, se llevo a cabo para la explotación del alerce (*Fitzroya cupressoides*) en las zonas costeras de la isla y en las áreas próximas a los caminos. La cuenca del Lago Pastahué, se encontraba lejana a los caminos y la costa, por tanto durante la colonia no existió alteración antrópica en el sistema lacustre, lo que también es evidente en nuestros registros biológicos, debido a la ausencia de partículas de carbón y taxa indicadores de cultivos. Sin embargo, existen antecedentes que nos permiten conocer acerca de las actividades de los indígenas locales en las zonas costeras y planas de la Isla Grande de Chiloé. El capitán Cortés de Ojeda indica en su viaje a Chiloé en el año 1558 (Goizueta, 1558), *“las riberas son todas pobladas i de mediana fertilidad. Los indios andas gordos i bien vestidos. De esta provincia de Ancud hai grandísima fama de su fertilidad de mucha comida de maíz crecido e gran mazorca, papas quinoa; es una tierra baja sin monte. Las papas las guardan en unos cercados de*

caña de un estadío en alto e de seis e siete pies de hueco; i destos dicen hinchen cuatro o tres cercados de papas; e tienen a seis, e a cuatro e a ocho ovejas cada uno, e los caciques a doces e a quince e a veinte; e sólo una oveja atan, e todas las demás ovejas van sueltas tras ella; no meten en casa más de las que son lanudas; las demás quedan en el prado con la que atan en un palo que tienen hincado, las cuales tienen cada uno señaladas; i el que las hurta, lo mata el cacique, quejándose a él el que la pierde”.

Apunta en seguida Cortés de Ojea *“los indios traían las varas para sus casas de dos jornadas de su sitio; e cúbrenlas con paja que llaman coiró que usaban como leña las cañas de maíz i de la quínoa. Además señala que en el cavi de Quinchao beben todo el año azúa de maíz”.* Estos antecedentes, robustecen lo dicho por diversos autores (Bengoa, 2003; Thayer, 1917) que el indígena del sur de Chile, evoluciono hasta transformarse en un avanzado agricultor. Pero agrega todavía Cortés de Ojea otro detalle de particular interés. Describiendo la comarca dice: *“La tierra es rasa con unas lomas i quebradas pequeñas, en las cuales quebradas dicen no hai monte, porque los cavan hasta la lengua del agua; e si lo hai es poco e no es bueno para quemar. Cavan la tierra inclusive las quebradas pequeñas hasta la lengua del agua”.*

Esto equivale, según autores como (Thayer, 1917 y Dillehay *et al.*, 2007) a procurar el aprovechamiento máximo del terreno disponible; lo cual es algo propio de una agricultura avanzada. Este conjunto de datos proporcionados por diversas fuentes documentales, demostrarían que la agricultura aborígen se había

desarrollado con cierta uniformidad hasta Chiloé, aunque esto no fue posible evidenciarlo en los registros biológicos y sedimentológicos del Lago Pastahué.

Evidencia de Evento LIA

Los cambios ambientales más evidentes en Laguna Pastahué ocurren a partir de 1500 años AD, presentando un desfase aproximado de 150 años, en comparación con algunos registros para Chile Central, Laguna Chepical 32°S (De Jong *et al.*, 2013), Laguna Maule 36°S (Carrevedo *et al.*, 2015). Estos registros muestran que el clima para Chile Central, se caracterizó por poseer condiciones relativamente más frías y húmedas a partir de 1350 AD. En estos casos particulares estas señales climáticas son anteriores a la aparición de temperaturas más frías en el hemisferio norte durante la LIA (Matthews and Briffa, 2005). Nuestros resultados polínicos, son coincidentes con lo que ocurrió en el hemisferio norte. La disminución de temperaturas, y probablemente aumento de humedad en el Lago Pastahué, también es apoyada en el ensamble de quironómidos, debido a la persistencia de *Riethia* taxón típico de condiciones frías y la baja presencia de *Limnophyes*, esta última asociada a cambios de nivel del lago, debido a una mayor/menor proporción de zonas litorales, óptimas para este taxón, sugiriendo un aumento en la precipitación para este período. Los registros históricos disponibles para esta zona detallan constante frío y humedad (Byron, 1768; García, 1871; Simpson, 1875, Steffen, 1910). Coincidiendo con lo anterior, la información multi-proxy para Lago Pastahué indica que, aproximadamente entre el

1500 AD a 1900 AD, se verifica una disminución de temperaturas y aumento de precipitaciones (Fig. 1).

En el Valle de Purén, reportamos en general un período frío y húmedo en el lapso de 1300 a 1850 AD., que atribuimos a la manifestación de la LIA (Fig. 1), con manifestación de fases cálidas y secas, de acuerdo al comportamiento de los proxies biológicos, sedimentológicos e isotópicos, y principalmente a la evidencia histórica documental existente para la zona de estudio y la zona central de Chile.

La temprana descripción realizada por el cronista Gerónimo de Vivar en su Crónica Relación Copiosa y Verdadera de los Reynos de Chile donde se indicaba *“Fue tan grande la tormenta la que hizo aquel día y noche siguiente que se contaron veinte y siete de mayo de mil y quinientos y cuarenta y dos, principio del invierno de esta gobernación. Decían os indios naturales que no se acordaban haber visto tiempo tan recio, ni lo habían oído a sus pasados”*. Este período de lluvias y frío, continúa por 2 años más y así es expresado por el conquistador Pedro Valdivia en el año 1544, quien, en una carta al rey Carlos V, indicaba entonces la ocurrencia de inusuales lluvias y tempestades tan fuertes que ni los indios nativos recordaban haber visto nunca.

“le hizo tan grande y desaforado de lluvias, tempestades, que fue cosa monstruosa, que como es toda esta tierra llana, pensamos que nos anegar, y

dicen los indios que nunca tal han visto, pero que oyeron a sus padres que en tiempos de sus abuelos hizo así otro año”

A continuación los registros históricos para señalan episodios de sequía, Thayer (1917) a partir de documento inéditos indica “La gran sequía; comenzó en los meses de Mayo o Junio de 1554 i duró dos años; o más, lo que induce a creer que alcanzo a 1556 en todo caso el año 1557 fue ya bastante lluvioso.

Esta información es verificada por Juan Ortiz Pacheco, un vecino de la Imperial en el año 1555 y dice *“la ausencia de lluvias fue casi total fue años mui estéril de agua que se quedaban las sementeras de los indios en el campo enteras i secas, sin llegar a granar ni cojer fruto de ellas, por cuya causa aquel año i el siguiente (1556) hubo mui gran necesidad de comida generalmente en toda la tierra, desde el río Maule hasta la ciudad de Valdivia, por no ser de regadío la tierra sino darse las sementeras de agua del cielo, e haber llovido mui poco aquel año”*.

Posteriormente, el historiador Vicuña Mackena (1877) entrega más información acerca del clima “Hállanse contestes los viejos cronistas, i especialmente el bien informado Rosales, sobre que el año 1609 presentó los fenómenos de un verdadero diluvio como el de 1544”.

“Fue aquel invierno, muí lluvioso i de la humedad hubo tan gran multitud de ratones que parecía la plaga de Ejipto”

Otro importante acontecimiento de carácter global que ocurre a mediados del siglo XVII, es la manifestación del Mínimo de Maunder (Massiakos *et al.*, 2009), hecho que causa un enfriamiento global, que seguramente potencio la condición ambiental fría para esta parte del territorio. Este evento, coincidió con la erupción del volcán Villarrica a finales de 1639 (Ovalle, 1646) que dejo condiciones desfavorables para la producción de alimentos.

Evidentemente que la zona del Valle de Purén, registró periodos de sequía, sin embargo, de acuerdo a gran parte de la información histórica y biológica es más plausible la predominancia de un extenso lapso de lluvias y frío, una última referencia bibliográfica que data del año 1642 apoya esta última afirmación: *“Los araucanos se disculpaban de tener poco alimento para ofrecerles y que les explicaban que la escases se debía a sucesivos años de mal tiempo, con lluvias sostenidas, y a eventos sísmico reiterados y fuertes que sacaban a los árboles de raíz”* (Brouwer, 1923).

Transformación de paisaje e impacto humano

Bengoa (2003) plantea que la agricultura desarrollada por los incas fue importada por los mapuches, pero sin la necesidad de implementar toda la tecnología de riego con la que originalmente fue concebida, puesto que las condiciones climáticas del sur de Chile lo hicieron innecesario, posibilitando el desarrollo de una agricultura a escala importante con un mínimo de trabajo. Al mismo tiempo el

citado autor indica que habría existido una población mapuche superior al millón de personas. El mantenimiento de tal cantidad de individuos no pudo realizarse solo a través de la caza y recolección, sumada a una incipiente horticultura, sino que habría requerido de un desarrollo agrícola mayor. Camus y Solari (2008) señalan que existiendo tal población mapuche, debió haber numerosos espacios despejados de bosques los que se intervinieron para la práctica de cultivos. Tomando el testimonio de los cronistas contemporáneos a los hechos, los autores infieren la alternancia de bosques y tierras despejadas, sobre todo en llanos y en sectores ribereños, donde los mapuche se habrían asentado y practicado la agricultura.



El proceso de cambios que genera la interacción entre el español y el indígena, a través de la guerra, afecta directamente el medio donde habitan (Boccaro, 1999; Dillehay y Saavedra, 2003; Bengoa, 2003; Villalobos, 2015). El considerable descenso demográfico de la población indígena producto de la guerra y enfermedades involuntariamente introducidas por los conquistadores, así como el despueblo obligado de los colonos hispano-criollos al sur del Biobío, tras el gran alzamiento indígena que se inició en 1598, facilitó que los bosques avanzaran hacía los antiguos terrenos despejados y cultivados, cubriendo de vegetación zonas antes intervenidas por el hombre (Berninger, 1966; Cunill, 1970; Camus y Solari, 2008).

El Valle Purén (38°S) ofrece condiciones particulares, y a la vez propias de todo el sur de Chile, que posibilitaron allí el desarrollo de una sociedad agrícola fuertemente organizada a nivel político, social y religioso, capaz de resistir por siglos el embate de la conquista. Alonso de Ovalle a mediados del siglo XVII se refiere así a la ciénaga:

“Ha sido muy celebre la de Purén por haber sido para los indios de guerra una inexpugnable fortaleza por la disposición y qualidades de su sitio de donde han combatido con el exercito español muchos años con tantas ventajas, que no han podido ser vencidos, porque en las rocas que les dañan los nuestros, tenían aque seguro refugio, donde puestos una vez no temian a nadie, porque no les podian hazer mal ni con fuego ni yerro.”



Un revisión de las primeras crónicas que brindan información para el área de estudio ilustran el uso y características del Valle, Diego de Rosales (1677)

“Pero volviendo a la fertilidad de la tierra, es grandisima y cogen copiosamente maiz y legumbres, y trigo y cebada con moderacion, porque siembran poco de eso, que lo que mas estiman es el maiz para chicha, que si pusieran cuidado en sembrar trigo fueran prodigiosas las cosechas”.

En términos generales, durante la segunda mitad del siglo XVI, los cultivos indígenas dieron paso a los cereales y el ganado hispano. La quínoa, el maíz y la

papa son gradualmente reemplazados por el trigo, la cebada y los manzanos (Mariño de Lobera, 1861).

A principios del siglo XVII, ocurre un considerable descenso demográfico indígena provocado por la conquista y la expulsión de los españoles y criollos. Esta situación habría gatillado el comienzo de la transformación del paisaje, permitiendo el avance de los bosques hacia sectores antes poblados y cultivados, cubriendo de vegetación zonas antes intervenidas por el hombre, especialmente aquellas ocupadas por los españoles, pues, para los indígenas, no era oportuno ni conveniente instalarse en aquellos territorios.



Es evidente que la población aborigen que habitaba la zona incidió en la transformación del paisaje natural, sin embargo, el impacto humano más notorio en el valle Purén-Lumaco ocurrió durante los últimos siglos con el desarrollo de la agricultura "moderna" intensiva, fundamentalmente del trigo y cebada, y las plantaciones forestales exóticas (*Pinus* y *Eucalyptus*), asociadas a la colonización foránea ocurrida entre los siglos XIV y XIX (Camus and Hajek, 1998; Bengoa, 2003). La degradación del sistema natural es clara, debido a la presencia de polen de los taxa (*Rumex*, *Plantago*), catalogadas todas ellas como especies invasoras (Herrera *et al.*, 2016). Los cambios ocurridos en el paisaje del Valle de Purén (38°S), sin duda, han sido determinados por una alta frecuencia de intervención

por parte del hombre, lenta recuperación de la vegetación arbórea y una alta variabilidad climática.

Por su parte, el Lago Pastahué (42°S) solo presenta evidencia de alteración propia del efecto humano en los últimos 100 años, su posición geográfica, poco accesible, y las oportunidades extractivas (madereras y recursos marinos) que presenta la Isla Grande de Chiloé en sus costas benefició y resguardo la integridad ecológica del Lago. La intervención tardía de la cuenca es apreciable solo en los últimos cm del perfil, por la aparición de *Pinus*, una conífera de uso forestal, de rápido crecimiento, ampliamente masificada en Chile (Haig, 1946). La degradación del sistema es clara debido a que se presenta polen de especies tales como *Rumex*, *Plantago* y el tipo polínico *Taraxacum/Hypochaeris*, catalogadas todas ellas como invasoras (Herrera *et al.*, 2016). La baja intervención permite considerar a este ecosistema para evaluar preguntas globales relacionadas al comportamiento del clima.

Finalmente, es importante mencionar que esta investigación permite validar el uso de los registros sedimentarios, como una herramienta útil para describir cambios ambientales asociados a una cuenca. Ambos registros, Lago Pastahué y Valle de Purén, presentaron dificultades en las dataciones lo cual implica incertezas en la temporalidad de los registros y con ello debilita la interpretación de las señales ambientales.

Nuevos registros son indispensables para la comprensión de variaciones climáticas durante el último milenio, bajo enfoques multidisciplinares que nos permitan comprender de mejor manera los cambios ambientales de los sistemas, así como sus principales forzantes. Esta investigación es una nueva contribución al conocimiento de eventos climáticos pasados, cambios ambientales y culturales, que pueden ser utilizados como base para la reconstrucción climática/ambiental pasada y futura a nivel local, regional y global.



CAPITULO 5

Conclusiones

La historia ambiental del Lago Pastahué y el Valle de Purén, fue reconstruída para los últimos 1000 años a partir de registros biológicos, sedimentológicos e históricos.

- En Lago Pastahué la variación de los ensambles de polen y quironómidos, coinciden, en parte, con eventos climáticos pasados ocurridos en el último milenio como la Anomalía Climática Medieval (MCA), con condiciones cálidas y secas desde ca. 800 a 1300 AD; y La Pequeña Edad de Hielo (LIA), a partir de ca. 1500 AD a 1900 AD, con disminución de temperatura y aumento de precipitación.
- El análisis multi-proxy realizado en el Valle de Purén permite establecer dos períodos climáticos: El primero vinculado a condiciones cálidas-húmedas (700 a 1200 AD) y el segundo a condiciones frío-húmedas, que atribuimos a la manifestación de la MCA y LIA, respectivamente.
- La concentración de partículas de carbón a lo largo de casi todo el perfil sedimentario del Valle de Purén, así como la evidencia histórica-documental, indican que la utilización del fuego era una costumbre frecuente asociada principalmente a la actividad agrícola realizada por la población indígena.

- La utilización de especies cultivadas nativas es evidente desde tiempos prehispánicos, lo que indica actividad agrícola permanente en el área de estudio. A partir del siglo XVI se observa la introducción e integración de cultivos europeos.
- El comportamiento observado para todos los proxies, en ambos ecosistemas, en los últimos cm de los perfiles sedimentarios, podría ser el resultado de un efecto combinado entre el aumento de las actividades agrícolas y ganaderas generadas por la población chilena, desde inicios del siglo XX y al aumento de temperatura registrado para este mismo período en Chile Centro-Sur.
- La aparición de especies exóticas, desde mediado del siglo XX, y la disminución de la masa boscosa, son evidencia notoria de la intervención antrópica y subsecuente transformación del paisaje ecológico de estas dos zonas del Centro-Sur de Chile.
- Los resultados obtenidos permiten aceptar las hipótesis propuestas. La primera asociada a la ocurrencia y expresión de los eventos MCA y LIA para ambos sitios en estudio, mientras que la segunda hipótesis relacionada al uso del fuego de manera frecuente por parte de la población nativa solo se acepta para el Valle de Purén.

Bibliografía

Abarzúa, A.M., Villagrán, C., & Moreno, P.I. (2004). Deglacial and postglacial climate history in east-central Isla Grande de Chiloé, southern Chile (43°S). *Quaternary Research* 62: 49-59.

Abarzúa, A.M., Moreno, P.I. (2008). Changing fire regimes in the temperate rainforest region of southern Chile over the last 16,000 yr. *Quaternary Research* 69, 62–71.

Abarzúa, A.M. (2009). Respuestas ambientales a cambios climáticos y culturales en la Región de la Araucanía, Chile. Doctoral Thesis. Universidad Austral de Chile, Facultad de Ciencias Forestales, Valdivia, Chile.

Abarzúa, A., Pichincura, A., Jarpa, L. et al. (2014) Environmental responses to climatic and cultural changes over the last 26,000 years in Purén-Lumaco valley (38°S). In: Dillehay, T (ed.), *The Teleoscopic Polity* , 123–142. Springer. DOI: 10.1007/978-3-319-03128-6_6.

Altamirano, A., & Lara, A. (2010). Deforestación en ecosistemas templados de la precordillera andina del centro-sur de Chile. *Bosque (Valdivia)*, Valdivia, v. 31, n. 1, p. 53-64.

Anderson, L., & Wahl, D. (2015). Two Holocene paleofire records from Peten, Guatemala: Implications for natural fire regime and prehispanic Maya land use. *Global and Planetary Change*. doi:10.1016/j.gloplacha.2015.09.012.

Araneda, A., Torrejón, F., Aguayo, M., Torres, L., Cruces, F., Cisternas, M., & Urrutia, R. (2007). Historical records of San Rafael glacier advances (North Patagonian Icefield): another clue to 'Little Ice Age' timing in southern Chile?. *Holocene* 17(7): 987-998.

Araneda, A., Torrejón, F., Aguayo, M. et al. (2009) Historical records of Cipreses glacier (34°S): Combining documentary-inferred 'Little Ice Age' evidence from Southern and Central Chile. *The Holocene* 19(8): 1173–1183.

Armesto, J., Villagrán, C., & Arroyo, M. (1995). *Ecología de los bosques nativos de Chile*. Editorial Universitaria. 470 pp.

Bannister, J. R. (2015). Recuperar bosques no es solo plantar árboles: lecciones aprendidas luego de 7 años restaurando bosques de *Pilgerodendron uviferum* (D. Don) Florin en Chiloé. *Anales del Instituto de la Patagonia*, 43(1), 35-51.

Bengoa, J. (1996). *Historia del Pueblo Mapuche*. Santiago de Chile: Ediciones Sur. Colección Estudios Históricos.

Bengoa, J. (2003) *Historia de los antiguos Mapuches: Desde antes de la llegada de los españoles hasta las paces en Quilin*. Catalonia Publisher.

Bentley, M.J., Hodgson, D.A., Smith, J.A., Cofaigh, C.Ó, Domack, E.W., Larter, R.D., Roberts, S.J., Brachfeld, S., Leventer, A., Hjort, C., Hillenbrand, C-D. & Evans, J. (2009). Mechanisms of Holocene palaeoenvironmental change in the Antarctic Peninsula region. *The Holocene* 19, 51-69.

Berninger, O. (1966). Bosque y tierra despejada en el sur de Chile desde la conquista española. Santiago :U. de Chile, Fac. de Filosofía y Educación. Ixiv, 273 p.;ilus., 26 cm.

Bertrand, S., Boës, X., Castiaux, J., Charlet, F., Urrutia, R., Espinoza, C., Charlier, B., Lepoint, G., & Fagel, N. (2005). Temporal evolution of sediment supply in Puyehue Lake (Southern Chile) during the last 600 years: climatic significance. *Quaternary Research* 64, 163-175.

Binford, M.W., Brenner, M., Whitmore, T.J., Higuera-Gundy, A., Deevey, E.S.Jr., & Leyden, B. (1987). Ecosystems, paleoecology, and human disturbance in subtropical and tropical America. *Quaternary Science Reviews* 6: 115–128.

Birks, H.J., & Birks, H.H. (1980). *Quaternary Paleocology*. E. Arnold Edit. Botany School, University of Cambridge. 289pp.

Bocara, G. (1999). *Ethnogénesis Mapuche: Resistancia y Reestructuración Entre los Indígenas del Centro-Sur de Chile (Siglos XVI-XVIII)*., Paris, France: L'Harmattan.

Bonzani, R.M., & Dillehay, T. (2006). Maize (*Zea mays*) macrobotanical remains from Araucanian domestic sites, Chile: Preliminary methods to identify archaeobotanical maize varieties. Presented at the 71st Annual Meeting of the Society for American Archaeology. San Juan, Puerto Rico. April 26–30.

Brenner, M., Hodell, D., Curtis, J., Rosenmeir, M., & Binford, M. (2001). Abrupt climate change and pre-Columbian cultural collapse V. Markgraf (Ed.), *Interhemispheric Climatic Linkages*, Academic Press, San Diego, pp. 87–103.

Brouwer, E. (1923). *Journael Ende Historis verhael van de Reyse gedaen by Oesten de Straet le Maire naer de Custen van Chili, onder het helepet van den Heer Generael Hendrick Brouwer Inden Jahre 1643...*”, trad. como “Nota Bibliográfica sobre el Viaje de Enrique Brouwer a Chile”. En: Colección de Historiadores de Chile y Documentos Relativos a la Historia Nacional. Santiago, Universitaria.

Büntgen, U., Tegel, W., Nicolussi, K., McCormick, M., Frank, D., Trouet, V., Kaplan, J., Herzig, F., Heussner, U., Wanner, H., Luterbacher, J., & Esper, J. (2011). 2500 years of European climate variability and human susceptibility. *Science* DOI: 10.1126/science.1197175.

Bush, M. B., Mosblech, N. A. S., & Church, W. (2015). Climate change and the agricultural history of a mid-elevation Andean montane forest. *The Holocene*, 25(9), 1522-1532.

Byron, J. (1768). *The Narrative of the Honourable John Byron: Containing an Account of the Great Distresses Suffered by Himself and His Companions on the Coast of Patagonia, From the Year 1740, till their Arrival in England, 1746*. 2nd Edition. London: S. Baker, G. Leigh and T. Davies.

Camus, P. & Hajek, E. (1998). *Historia Ambiental de Chile*. Andros Impresores. Santiago de Chile, Chile.

Camus, P. & Solari, M.E. (2008). La invención de la selva austral. Bosques y tierras despejadas en la cuenca del río Valdivia (siglos XVI- XIX). *Revista de Geografía Norte Grande* 40: 5-22.

Campbell, R. (2015). So near, so distant: human occupation and colonization trajectories on the Araucanian islands (37° 30' 0" S. 7000–800 cal BP [5000 cal BC–1150 cal AD]). *Quaternary International*, 373, pp. 117–135.

Campbell, R. y Quiroz, D. (2015). Chronological database for Southern Chile (35°30'–42° S), ~33000 BP to present: Human implications and archaeological biases. *Quaternary International*, 356, 39-53.

Carrevedo ML, Frugone M, Latorre C et al. (2015) A 700-year record of climate and environmental change from a high Andean lake: Laguna del Maule, central Chile (36°S). *The Holocene* 25(6): 956–972.

Carvalho, & Goyeneche, V. (1861). Descripción histórico-geográfica del reino de Chile. Santiago: Imprenta del Ferrocarril, Colección de Historiadores de Chile.

Caviedes, C.N. (1972). Geomorfología del Cuaternario del valle Aconcagua, Chile Central, *Freiburger geographische* 11: 153.

Cisternas, M. & Torrejón, F. (2002). Cambios de uso del suelo, actividades agropecuarias e intervención ambiental temprana en una localidad fronteriza de la Araucanía (s. XVI-XIX). *Revista de Geografía Norte Grande* 29: 83-94.

Claessens, L., Antle, J.M., Stoorvogel, J.J., Valdivia, R.O., Thornton, P.K., & Herrero, M. (2012). A method for evaluating climate change adaptation strategies for small-scale farmers using survey, experimental and modeled data *Agricultural Systems*, 111, pp. 85–95.

Coleman, K. A., Palmer, M. J., Korosi, J. B., Kokelj, S. V., Jackson, K., Hargan, K. E., Courtney Mustaphi, C. J., Thienpont, J. R., Kimpe, L. E., Blais, J. M., Pisaric, M.

F. J. and Smol, J. P. S. (2015). Tracking the impacts of recent warming and thaw of permafrost peatlands on aquatic ecosystems: a multi-proxy approach using remote sensing and lake sediments. *Boreal Environment Research*, 20: 363-377.

Córdoba y Figueroa, P. (1862). *Historia de Chile (1492-1717)*. En: Colección de Historiadores de Chile. Imprenta del Ferrocarril, Santiago, tomo II, p. 186.

Crowley, T. J. (2000). Causes of climate change over the past 1000 years. *Science*, 289(5477):270-277.

Cunill, P. (1970). Factores en la destrucción del paisaje chileno: recolección, caza y tala coloniales. *Informaciones Geográficas (número especial)*: 235-264.

De Jong, R., Von Gunten, L., Maldonado, A. et al. (2013) Late-Holocene summer temperatures in the central Andes reconstructed from the sediments of high-elevation Laguna Chepical, Chile (32 S). *Climate of the Past* 9(4): 1921–1932.

Darwin, C. (1859). *The origin of species*. Penguin Books, Oxford, UK, pp. 477.

Di Castri, F. & Hajek, E.R. (1976). *Bioclimatología de Chile*, Vicerrectoría Académica, Universidad Católica de Chile, Santiago.

Dillehay, T. & Gordon, A. (1988). La actividad prehispánica de los Incas y su influencia en la Araucanía. In *Fonteras del Estado Inca*. 45°. Congreso International de Americanistas, *Arqueología de las Americas*, edited by Tom Dillehay and Patricia Netherly, pp. 145–155. Fondo de Promoción de la Cultura, Bogotá, Colombia.

Dillehay, T. & Saavedra, J. (2003). Interacción humana y ambiente: el desarrollo del kuel en Purén–Lumaco (Región de la Araucanía) *Rev. Aus. Cs. Soc.* 7, 17 – 28.

Dillehay, t. D. (2007). *Monuments, Resistance and Empires in the Andes: Araucanian Ritual Narratives and Polity*. Cambridge: Cambridge University Press.

Dillehay T. D., Pino Quivira, M., Bonzani, R., Silva, C., Wallner, J., & Le Quesne, C. (2007). Cultivated wetlands and emerging complexity in south-central Chile and long distance effects of climate change. *Antiquity* 81: 949–960.

Dillehay, T. D. (2010). Late Prehispanic and Hispanic Ceramics in the Purén, Lumaco, and Liucura Valleys, La Araucania, Chile. *Vanderbilt University Publications in Anthropology* 53. nashville: Vanderbilt university.

Dillehay, T. y Saavedra, J. (2010). *Los valles de Purén-Lumaco y Liucura, Chile: arqueología e historia cultural*. Vanderbilt University.

Dillehay. (2014). In: T. Dillehay (Ed.), *The Teleoscopic Polity, Andean Patriarchy and Materiality*, Springer, New York.

Donoso, C. (1983). Modificaciones del paisaje chileno a lo largo de la historia. *Simposio Desarrollo y Perspectivas de las Disciplinas Forestales*. Facultad de Ciencias Forestales. Universidad Austral de Chile 1: 365-438.

Donoso, C., & Lara, A. (1995). Utilización de los bosques nativos en Chile: pasado, presente y futuro. En Armesto J Villagrán C & Arroyo M. 1995. *Ecología de los bosques nativos de Chile.*: Editorial Universitaria. 470 pp.

Elbert, E., Wartenburger, R., Von Gunten, L. et al. (2013). Late-Holocene air temperature reconstructed from sediments of Laguna Escondida, Patagonia, Chile (45°S 30'W). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 369: 482–492.

Esper, J., Cook, E.R. and Schweingruber, F.H. (2002). Low-frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability. *Science* 295: 2250-2253.

Falabella F, M.T. Planella, R.H. Tykot. (2008). El maíz (*Zea mays*) en el mundo prehispánico de Chile central *Latin American Antiquity*, 19, pp. 25–46.

Fagan, B. 2000, *The Little Ice Age. How climate made history 1300–1850*, Basic Books, New York, 246 pp.

Flantua, S. G. A., Hooghiemstra, H., and Blaauw, M. (2015). Quality assessment of chronologies in Latin American pollen records: a contribution to centennial to millennial scale studies of environmental change, *Clim. Past Discuss.*, 11, 1219–1262, doi:10.5194/cpd-11-1219-2015.

Fletcher, M.S., & Moreno, P.I. (2012). Vegetation, climate and fire regime changes in the Andean region of southern Chile (38°S) covaried with centennial-scale climate anomalies in the tropical Pacific over the last 1500 years. *Quaternary Science Reviews* 46: 46–56.

Garreaud, R.D. (2018). A plausible atmospheric trigger for the 2017 coastal El Niño. *Int J Climatol.* 38(S1):e1296–e1302. <https://doi.org/10.1002/joc.5426>.

García, J. (1871). *Diario del viaje i navegacion hechos por el padre José García, de la compañía de Jesus, desde su mision de Caylin, en Chiloé hácia el sur, en los*

años 1766 i 1767. Anales de la Universidad de Chile (20 semestre, Santiago de Chile) XXXIX: 351–379, 358–359.

Gay, C. (1865). Agricultura, Tomo Segundo. In Historia física y política de Chile, Paris, Francia.

Gerber, S., Joos, F., Brügger, P., Stocker, T.F., Mann, M.E., Sitch, S., & Scholze, M. (2003). Constraining temperature variations over the last millennium by comparing simulated and observed atmospheric CO₂. *Climate Dynamics* 20: 281–299.

Gil, A., Villalba, R., Ugan, A., Cortegoso, V., Neme, G., Michieli, T., Novellino, P., and Durán, V. (2014). Isotopic evidence on human bone for declining maize consumption during the Little Ice Age in central western Argentina. *Journal of Archaeological Science* 49:213–227.

Gilli, A., Ariztegui, D., Anselmetti, F.S., McKenzie, J.A., Markgraf, V., Hajdas, I. and Mc Culloch, R. (2005). Mid-Holocene strengthening of the Southern Westerlies in South America-Sedimentological evidences from Lago Cardiel, Argentina (49° S). *Global and Planetary Change* 49, 75-93.

Goizueta, M. (1558). Relación que hizo Francisco Cortés Ojea de su viaje al estrecho de Magallanes, autorizada del escribano Miguel de Goizueta. En: Colección de Documentos Inéditos para la historia de Chile. Primera Serie, Tomo XXVIII, pp. 202-239. Imprenta Universitaria. 1930.

Guevara, T. (1925). Chile prehispano. Bacells & Co., Santiago de Chile. 246 pp.

Haberle, S. G., Szeicz, J. M., & Bennett, K. D. (2000). Late Holocene vegetation dynamics and lake geochemistry at Laguna Miranda, Region XI, Chile. *Rev. Chil. Nat. Hist.* 73, 655–69.

Haberle, S. G., & Bennett, K. D. (2001). Modern pollen rain and lake mud–water interface geochemistry along environmental gradients in southern Chile. *Rev. Palyn. Palaeobot.* 117, 93–107.

Haberle, S.G., & Bennett, K.D. (2004). Postglacial formation and dynamics of North Patagonian Rainforest in the Chonos Archipelago, Southern Chile. *Quaternary Science Reviews* 23,2433–2452.

Haberzettl, T., Fey, M., Lucke, A., Maidana, N., Mayr, C., Ohlendorf, C., Schabitz, F., Schleser, G., Wille, G., & Zolitschka, B. (2005). Climatically induced lake level changes during the last two millennia as reflected in sediments of Laguna Potrok Aike, southern Patagonia (Santa Cruz, Argentina). *Journal of Paleolimnology* 33: 283-302.

Haig, T. (1946). *Forest Resources of Chile as a Basis for Industrial Expansion*. Santiago: Corfo.

Henríquez, W., Moreno, P., Alloway, V., & Villarosa, G. (2015). Vegetation and climate change, fire-regime shifts and volcanic disturbance in Chiloé Continental (43°S) during the last 10,000 years *Quat. Sci. Rev.*, 123, pp. 158–167.

Herrera, I., Goncalves, E., Pauchard, A. et al. (eds). (2016). *Manual de plantas invasoras de sudamérica*. 1st edn. Santiago: Instituto de Ecología y Biodiversidad, 116 pp.

Heusser, C.J. (1966). Late-Pleistocene pollen diagrams from the Province of Llanquihue, southern Chile. *Proceedings of the American Philosophical Society* 110: 269-305

Heusser, C.J. (1983). Quaternary pollen record from Laguna de Tagua Tagua, Chile. *Science* 219, 1429-1432.

Heusser, C. (1987). Fire history of Fuego-Patagonia. *Quat. S. Am. Ant. Pen.* 5, 93–109.

Heusser, C. (1990). Ice vegetation and climate of subtropical Chile. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 80:107-127.

Heusser, C. (1994). Paleoindians and fire during the late Quaternary in southern South America. *Revista Chilena Hist. Nat.* 67: 435-443.

Heusser, C. (1995). Three Late Quaternary pollen diagrams from southern Patagonia and their paleoecological implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 118, 1-24.

Higuera, P.E., C. Whitlock, & J. Gage. (2011). Fire history and climate-vegetation-fire linkages in subalpine forests of Yellowstone National Park, Wyoming, U.S.A., AD 1240-1975. *The Holocene*, 21: 327-341.

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, 191-198.

Iglesias, V., Krause, T.R. & Whitlock, C. (2015). Complex Response of White Pines to Past Environmental Variability Increases Understanding of Future Vulnerability. *PLoS ONE* 10(4): e0124439. doi:10.1371/journal.pone.0124439.

Innes, J. L. (1992). Structure of evergreen temperate rain forest on the Taitao Peninsula, southern Chile. *J. Biogeog.* 19, 555–62.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). (2014). *Climate change 2014: Impacts, adaptation, and vulnerability. Part A: global and sectoral aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge and New York: Cambridge University Press.

Iversen, J. (1964). Plant indicators of climate, soil and other factors during the Cuaternario. *INQUA VIth international Congress on the Quaternary, Varsovia* 1961, 2, 421-428.

Jenny, B., Valero, B., Villa-Martinez, R., Urrutia, R., Geyh, M.A., & Veit, H. (2002). Early to mid-Holocene aridity in Central Chile and the southern Westerlies: the Laguna Aculeo record (34°S). *Quaternary Research* 58, 160-170.

Jones, P.D., Briffa, K.R., Barnett, T.P., & Tett, F.B. (1998). High Resolution Paleoclimatic Records for the Last Millennium: Interpretation, Integration and Comparison with General Circulation Model Control-run Temperatures, Holocene. 8: 455–471.

Jones, P.D., New, M., Parker, E.D., Martin, S., & Rigor, I.G. (1999). Surface air temperature and its variations over the last 150 years. *Rev Geophys* 37: 173–199.

Jones, P.D., Osborne, T.J., Briffa, K.R., Folland, C.K., Horton, H., Alexander, L.V., Parker, D.E., & Rayner, N. (2001). Accounting for the Sampling Density in Grid-box Land and Ocean Surface Temperature Time Series, *J. Geophys. Res.* 106: 3371–3380.

Jones, P.D., & Mann, M.E. (2004). Climate Over Past Millennia, *Reviews of Geophysics*, 42.

Kaiser, J., Schefuss, E., Lamy, F., Mohtadi, M., & Hebbeln, D. (2008). Glacial to Holocene changes in sea surface temperature and coastal vegetation in north central Chile: high versus low latitude forcing. *Quaternary Science Reviews* 27: 2064–2075.

Kitzberger, T., Veblen, T. T. & Villalba, R. (1995). Tectonic influences on tree growth in northern Patagonia, Argentina: The roles of substrate stability and climatic variation. *Can. J. For. Res.* 25, 1684–96.

Kitzberguer, T., Veblen T.T. & Villalba R. (1997). Climatic influences on fire regimes along a rainforest-to-xeric woodland gradient in northern Patagonia, Argentina. *Journal of Biogeography* 24, 35-47.

Kitzberger, T. (2003). Regímenes de fuego en el gradiente bosque-estepa del noroeste de Patagonia: variación espacial y tendencias temporales. In Kunst, C.R., Bravo, S., Panigatti, J.L, editores, *FUEGO en los ecosistemas argentinos*, INTA, 79-92.

Koch, J. & Kilian, R. (2005). “Little Ice Age” glacier fluctuations, Gran Campo Nevado, southernmost Chile, *Holocene* 15 (1), pp. 20–28.

Koch, J. (2015). Little Ice Age and recent glacier advances in the Cordillera Darwin, Tierra del Fuego, Chile. *Anales del Instituto de la Patagonia*, [S.l.], v. 43, n. 1, p. 127-136. ISSN 0718-686X.

Lamy, F., Hebbeln, D., Röhl, U. & Wefer, G. (2001). Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the southern Westerlies. *Earth and Planetary Science Letters*. 185(3-4): 369-382.

Lara, A. & Villalba, R. (1993). A 3,620-year temperature reconstruction from *Fitzroya cupressoides* tree rings in southern South America. *Science* 260: 1104-1106.

Lara, A., Donoso, C., Escobar, B., Rovere, A.E., Premoli, A.C., Soto, D.P. et al. (2006). *Pilgerodendron uviferum* D. Don Florin. En: C Donoso (ed). *Autoecología de las especies arbóreas de Chile y Argentina*. Cunneo ediciones. Valdivia, Chile.

Lara, A., Solari, M.E., Prieto, M., Peña, M. (2012). Reconstrucción de la cobertura de la vegetación y uso del suelo hacia 1550 y sus cambios a 2007 en la ecorregión de los bosques valdivianos lluviosos de Chile (35°–43° 30' S). *Bosque* 33(1):13–23. doi: 10.4067/S0717-92002012000100002.

Li, M., Xu, Q., Zhang, S., Li, Y., Ding, W., & J, Li. (2015). Indicator pollen taxa of human-induced and natural vegetation in Northern China. *The Holocene* 1 –16.

Lusk, C. 1999. Long-lived light-demanding emergents in southern temperate forests: the case of *Weinmannia trichosperma* (Cunoniaceae) in southern Chile. *Plant Ecol.* 140, 111–115.

Maddonni, G. (2012). Analysis of the climatic constraints to maize production in the current agricultural region of Argentina, a probabilistic approach *Theor. Appl. Clim.*, 107, pp. 325–345.

Maldonado, A. & Villagrán, C. (2001). Historia del bosque pantanoso de Ñague, costa de Los Vilos (IV Región, Chile) y sus relaciones con los cambios paleoambientales de los últimos 5.300 años. Libro Rojo de la Flora Nativa y de los Sitios Prioritarios para su Conservación: Región de Coquimbo (ed. by F.A. Squeo, G. Arancio and J.R. Gutiérrez), pp. 261–272. Ediciones Universidad de la Serena, La Serena.

Maldonado, A. & Villagrán, C. (2002). Changes in the Semiarid Coast of Chile (32°S) during the Last 6200 cal Years Inferred from a Swamp-Forest Pollen Record. *Quaternary res* 58: 130-138.

Mann, M.E., R.S. Bradley, & M.K. Hughes. (1999). Northern Hemisphere Temperatures During the Past Millennium: Inferences, Uncertainties, and Limitations, *Geophysical Research Letters*, 26, 759-762.

Mann, M.E. (2001). Little Ice Age, *Encyclopedia of Global Environmental Change*, John Wiley and Sons Ltd, London, UK, pp. 504-509.

Markgraf, V. & Anderson, L. (1994). Fire history of Patagonia: Climate versus human cause. *Revista do Instituto Geografico do Sao Paulo* 15, 33–47.

Markgraf, V., Bradbury, P., Schwalb, A., Burns, S., Stern, Ch., Arizategui, D., Gilli, A., Anselmetti, F., Stine, S. & Maidana, N. (2003). Holocene palaeoclimates of

southern Patagonia: limnological and environmental history of Lago Cardiel, Argentina. *The Holocene* 13, 581-591.

Mariño de Lobera, P. (1861). *Crónica del Reino de Chile*. Original de 1598. Colección de Historiadores de Chile y documentos relativos a la historia nacional. Santiago de Chile: Imprenta del Ferrocarril.

Martcorena, C. & Rodríguez, R. (1995). *Flora de Chile*. Vol. 1. Ediciones Universidad de Concepción, Concepción, Chile. 351 pp.

Massaferro, J.I., Moreno, P.I., Denton, G.H. et al. (2009) Chironomid and pollen evidence for climate fluctuations during the Last Glacial Termination in NW Patagonia. *Quaternary Science Reviews* 28(5–6): 517–525.

Masiokas, M.H., Rivera, A., Espizua, L.E., Villalba, R., Delgado, S. & Aravena, J.C., (2009). Glacier fluctuations in extratropical South America during the past 1000 years, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281: 242–268.

Massone, M., Silva, C., & Labarca, R. (2007). *La sociedad el Vergel y el manejo de los recursos vegetales en la isla santa María, entre los siglos X y XVI d.C.* Informes. Fondo de Apoyo a la Investigación Patrimonial. Santiago: Centro de investigaciones Diego Barros Arana. DibaM.

Matthews, J.A., & Briffa, K.A. (2005). The 'Little Ice Age': Re-evaluation of an evolving concept. *Geografiska Annaler Series A Physical Geography* 87(1): 17–36.

Mayer, W. (1955). *Diccionario geográfico etnológico indígena de las provincias de Valdivia, Osorno y Llanquihue*. Editorial Universitaria, Santiago, Chile.

Mayewski, P., Rohling, E., Stager, J.C., Karlen W., Maasch, K., Meeker, L.D., Meyerson E., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R., & Stieg, E. (2004). Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62: 243-255.

Mayr, C., Fey, M., Haberzettl, T., Janssen, S., Lücke, A., Maidana, N.I., Ohlendorf, C., Schäbitz, F., Schleser, G.H., Struck, U., Wille, M., & Zolitschka, B. (2005). Palaeoenvironmental changes in southern Patagonia during the last millennium recorded in lake sediments from Laguna Azul (Argentina). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 228, pp. 203–227.

Mc Culloch, R.D. & Davies, S. (2001). Late-glacial and Holocene palaeoenvironmental change in the central Strait of Magellan, southern Patagonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 173, 143-173.

McWethy, D.B., Wilmshurst, J.M., Whitlock, C., Wood, J.R. and McGlone, M.S., (2014). A high-resolution chronology of rapid forest transitions following Polynesian arrival in New Zealand. *PLoS ONE* 9, e111328.

Michelutti, N., Wolfe, A.P., Cooke, C.A., Hobbs, W.O., Vuille, M., & Smol J.P. (2015). Climate change forces new ecological States in Tropical Andean Lake *PLoS ONE*, 10, pp. 1–10.

Millsbaugh, S.H. & Whitlock, C. (1995). A 750-yr fire history based on lake sediment records in central Yellowstone National Park. *The Holocene* 5, 283-292.

Montané, J.C., 1968. Paleo-indean remains from Laguna Tagua Tagua, central Chile. *Science* 161: 1137-1138.

Montecinos, A., Aceituno, P. (2003). Seasonality of the ENSO-related rainfall variability in central Chile and associated circulation anomalies. *Journal of Climate* 16, 281-296.

Moreno, P.I., Jacobson, G.L., Lowell, T.V., & Denton, G.H. (2001). Interhemispheric climate links revealed from a late-glacial cool episode in southern Chile. *Nature* 409: 804-808.

Moreno, P.I., (2004). Millennial-scale climate variability in northwest Patagonia over the last 15,000 yrs, *Journal of Quaternary Science* 19(1): 35-47.

Moreno, P.I., Kaplan, M.R., François, J.P., Villa-Martínez, R., Moy, C.M., Stern, C.R. & Kubik, P.W. (2009a). Renewed glacial activity during the Antarctic Cold Reversal and persistence of cold conditions until 11.5 ka in SW Patagonia. *Geology*, 37: 375–378.

Moreno, P.I., François, J.P., Villa-Martínez, R., & Moy, C.M. (2009b). Millennial-scale variability in Southern Hemisphere westerly wind activity over the last 5000 years in SW Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, 28: 25-38.

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

Moreno, P.I., Alloway, B.V., Villarosa, G., Outes, V., Henríquez, W.I., De Pol-Holz, R., & Pearce, N.J.G. (2015). A past-millennium maximum in postglacial activity from Volcán Chaitén, southern Chile. *Geology*, 43 (1):47–50.

Moy, C.M., Seltzer, G.O., Rodbell, D.T., & Anderson, D.M. (2002). Variability of el Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature* 420, 162-65.

Moy, C.M., Moreno, P.I., Dunbar, R.B., Kaplan, M.R., Francois, J-P., Villalba, R. & Haberzettl, T. (2009). Climate Change in Southern South America during the last two millennia. In Vimeux, F., Sylvestre, F., Khodri, M, editors, *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions*, *Developments in Paleoenvironmental Research* 14, doi: 10.1007/978-90-481-2672-9_15.

Nájera de Gonzales. (1889). *Desengaño y reparo de la guerra del Reino de Chile*, Santiago, Impr. Ercilla. [1614]

Oberdorfer, E. (1960). Pflanzensociologische Studien in Chile. Ein Vergleich mit Europa. *Flora et Vegetatio Mundi* 2: 1–208.

Ortlieb, L., Escribano, R., Follegati, R., Zúñiga, O., Kong, I., Rodríguez, L., Valdés, J., Guzmán, N., & Iratchet, P. (2000). Ocean-climatic changes during the last 2,000 years in a hypoxic marine environment of northern Chile (23°S). *Rev. Chil. Hist. Nat.*, 73: 221-242.

Ovalle, A. (1646). *Histórica relación del Reyno de Chile Y de las misiones y ministerios que exercita en la Compañía de Jesús*.

Pfister, C., & Brázdi, R. (2006). Social vulnerability to climate in the “Little Ice Age”: an example from Central Europe in the early 1770s *Climate of the Past*, 2, pp. 115–129.

Pino, M. & Dillehay, T.D. (1988). Monte Verde, South Central Chile: Stratigraphy, Climate Change, and Human Settlement, *Geoarchaeology* 3(3): 177-191.

Quintanilla, V. (2000). Influencia del fuego en el desequilibrio ecológico de la vegetación en la zona mediterránea de Chile: casos de estudio. *Inv. Geogr.* 34: 3-14.

Renssen, H., Goosse, H., Fichefet, T., Masson- Delmotte, V. & Koç, N. (2005). Holocene climate evolution in the high-latitude Southern Hemisphere simulated by a coupled atmosphere-sea ice-ocean-vegetation model. *The Holocene* 15, 951-964.

Roig, F. (1973). El cuadro fitosociológico en el estudio de la vegetación. *Deserta* 4: 45-67.

Rondanelli, M. (2001). Historia de la vegetación andina en los valles de Alto Biobío y Lonquimay, Chile centro-sur (38°-39°S), durante el Holoceno. Estudio paleoecológico basado en el análisis de polen. Tesis Dr. Cs. Biol. Universidad de Concepción, Concepción. Chile. 93 p.

Rondanelli, M., Troncoso, J.M., & León, C. (2011). Historia Vegetal Reciente en Patagonia Occidental. Análisis palinológico de Laguna Cea (45°40'S, 72°14'W), Coyhaique, Chile. *Revista Polibotánica* Núm. 32, pp. 157-172, ISSN 1405-2768; México, 2011.

Rosales, D. (1972). Historia General del Reino de Chile, Flandes Indians, Santiago: Editorial Universitaria. [1677]

Rull, V., Gonzalez-Samperiz, P., Corella, J., Morellon, M., & Giralt, S. (2011). Vegetation changes in the southern Pyrenean flank during the last millennium in relation to climate and human activities: the Montcortes lacustrine record, *J. Paleolimnol.*, 46, 387–404, 2011.

Saelzer, F. (1977). La protección legal de los recursos naturales renovables de Chile. Una mirada retrospectiva. Charlas y conferencias N° 5, Universidad Austral de Chile. 61-77.

Sapart, C., Monteil, G., Prokopiou, M., Van de Wal, R.S.W., Kaplan, J.O., Sperlich, P., Krumhardt, K.M., Van der Veen, C., Houweling, S., Krol, M.C., Blunier, T., Sowers, T., Martinerie, P., Witrant, E., Dahl-Jensen, D., & Röckmann, T. (2012). Natural and anthropogenic variations in methane sources during the past two millennia *Nature*, 490, pp. 85–88.

Schmithüsen, J. (1956). Die Räumliche Ordnung Chilenischen Vegetation. Bonn. *Geogr. Abh* (17):1-86.

Silva, C. (2010). El complejo el Vergel y su vergel: cultígenos prehispanos en las costas septentrionales de la araucanía. Actas del XVII Congreso Nacional de Arqueología Chilena. Valdivia, Chile.

Simpson, E. (1875). Exploraciones hechas por la corbeta Chacabuco, al mando del Capitán de Fragata D. Enrique M. Simpson, en los archipiélagos de Guaitecas, Chonos i Taitao'. *Anuario Hidrográfico de la Marina de Chile*, No 1, Santiago de Chile, pp. 3–147, 30–33.

Simpson, B. (1983). An historical phytogeography of the high Andean Flora. *Revista Chilena de Historia Natural*, 56, 109-122.

Soon, W., Baliunas, S., Idso, C., Idso, S., & Legates, D.R. (2003). Reconstructing Climatic and Environmental Changes of the Past 1000 Years: A Reappraisal, *Energy & Environment*, 14:233-296.

Sottile, G., Echeverria, M., Mancini, V., Bianchi, M., Marcos, A., & Bamonte, F. (2015). Eastern Andean environmental and climate synthesis for the last 2000 years BP from terrestrial pollen and charcoal records of Patagonia. *Climate of the Past Discussions*, Volume 11, Issue 3, 2015, pp.2121-2157.

Souto, C.P., Kitzberger, T., Arbetman, M.P. & Premoli, A.C. (2015). How do cold-sensitive species endure ice ages? Phylogeographic and paleodistribution models of postglacial range expansion of the mesothermic drought-tolerant conifer *Austrocedrus chilensis*. *New Phytol*, 208: 960–972. doi:10.1111/nph.13508.

Steffen, H. (1910). *Viajes de exploracion i estudio en la Patagonia Occidental 1892–1902*, vol. II. Santiago de Chile: Imprenta Cervantes, pp. 549–303.

Strother, S.L., Salzmann, U., Roberts, S.J. et al. (2015). Changes in Holocene climate and the intensity of Southern Hemisphere Westerly Winds based on a high-resolution palynological record from sub-Antarctic South Georgia. *The Holocene* 25: 263–279.

Summerhayes, C. (2015). The Holocene Interglacial, in *Earth's Climate Evolution*, John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK. doi: 10.1002/9781118897362.ch14.

Swart, C., Fyfe, J., Gillett, N., & Marshall, J. (2015). Comparing trends in the Southern Annular Mode and surface westerly jet. *Journal of Climate*. <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0334.1>.

Szeicz, J.M. (1997). Growth trends and climatic sensitivity of trees in the North Patagonian rain forest of Chile. *Can. J. For. Res.* 27, 1003–14.

Szeicz, J., Zeeb, B., Bennett, K., & Smol, J. (1998). High-resolution paleoecological analysis of recent disturbance in a southern Chilean *Nothofagus* forest. *J. Paleolimnol.* 20, 235–252.

Szeicz, J., Haberle, S., & Bennett, K. (2003). Dynamics of North Patagonian rainforests from fine-resolution pollen, charcoal and tree-ring analysis, Chonos Archipelago, Southern Chile. *Aust. Ecol.* 28, 413–422.

Tedeschi, R. y Collins, M. (2015). The influence of ENSO on South American precipitation during austral summer and autumn in observations and models. *Int. J. Climatol.* doi: 10.1002/joc.4371.

Thayer, O.T. (1917). *Ensayo crítico sobre algunas obras históricas utilizables para el estudio de la conquista de Chile*. Santiago de Chile: Universidad.

Tinner, W., Conedera, M., Ammann, B., Gäggeler, H.W., Gedye, S., Jones, R., & Säggesser, B. (1998). Pollen and charcoal in lake sediments compared with historically documented forest fires in southern Switzerland since AD 1920. *The Holocene* 8, 31–42.

Tinner, W., & Hu, F.S. (2003). Size parameters, size-class distribution and area–number relationship of microscopic charcoal: Relevance for fire reconstruction. *The Holocene* 13, 499–505.

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

Torrejón, F., & Cisternas, M. (2002). Alteraciones del paisaje ecológico araucano por la asimilación mapuche de la agroganadería hispano-mediterránea (siglos XVI y XVII). *Rev Chil Hist Nat* 75:729–736.

Torrejón, F. & Cisternas, M. (2003). Impacto ambiental temprano en la Araucanía deducido de crónicas españolas y estudios historiográficos. *Bosque* 24 (3): 45-55.

Torrejón, F., Cisternas, M. & Araneda, A. (2004). Efectos ambientales de la colonización española desde el río Maullín al archipiélago de Chiloé, sur de Chile. *Revista Chilena de Historia Natural* 77: 661-677.

Torrejón, F., Cisternas, M., Alvial, I. et al. (2011) Consecuencias de la tala maderera colonial en los bosques de Alerce de Chiloé, sur de Chile (Siglos XVI-XIX). *Magallania (Punta Arenas)* 39(2): 75–95.

Torrejón, F., Bizama, G., Araneda, A., Aguayo, M., Bertrand, S. & Urrutia, R. (2013). Descifrando la historia ambiental de los archipiélagos de Aysén, Chile: El influjo colonial y la explotación económica-mercantil republicana (siglos XVI-XIX). *Magallania* 41, 29-52.

Treu, R., & Emberlin, J. (2000). Pollen dispersal in the crops Maize (*Zea mays*), Oilseed Rape (*Brassica napus* spp *oleifera*), Potatoes (*Solanum tuberosum*) Sugar Beet (*Beta vulgaris* spp *vulgaris*) and Wheat (*Triticum aestivum*) Report for the Soil Association from The National Pollen Research Unit.

Troncoso, J.M., Saldaña, A., & Rondanelli, M. (2015). Historia vegetal y regímenes de fuego recientes de la turbera costera de Chepu, Isla Grande de Chiloé, Chile. *Gayana Bot.* 72(2): 379-388.

Urrutia, R., Araneda, A., Cruces, F., Torres, L., Chirinos, L., Treutler, H.-C., Fagel, N., Bertrand, S., Alvial, I., Barra, R. & Chapron, E., (2007). Changes in diatom, pollen, and chironomid assemblages in response to a recent volcanic event in Lake Galletué (Chilean Andes). *Limnologia - Ecology and Management of Inland Waters*, 37(1), 49-62.

Urrutia, R., Araneda, A., Torres, L., Cruces, F., Vivero, C., Torrejón, F., Barra, R., Fagel, N., Scharf, B. (2010). Late Holocene environmental changes inferred from diatom, chironomid, and pollen assemblages in an Andean lake in Central Chile, Lake Laja (36°S) *Hydrobiologia* 648 (1), 207-225.

Valdivia, P. (1991) Cartas que tratan del descubrimiento y conquista de la Nueva Extremadura. Edición facsímil realizada en conmemoración del Quinto Centenario del Encuentro de Dos Mundos, Editorial Andrés Bello, España, p. 166.

Valero-Garcés, Jenny, B., Rondanelli, M., Delgado-Huertas, A., Burns, S.J., Veit, H., & Moreno, A. (2005). Palaeohydrology of Laguna de Tagua Tagua (34° 30'S)

and moisture fluctuations in Central Chile for the last 46000 yr, *Journal Quaternary Science* 20 (2005), pp. 1–17.

Veblen, T.T., Kitzberger, T. & Lara, A. (1992). Disturbance and forest dynamics along a transect from Andean rain forest to Patagonian shrubland. *J. Veg. Sci.* 3, 507–20.

Veblen, T.T., T. Kitzberger, E. Raffaele, & Lorenz, D.C. (2003). Fire history and vegetation change in northern Patagonia, Argentina. Pages 259-289 in: T.T. Veblen, W.L. Baker, G. Montenegro and T.W. Swetnam (eds). *Fire Regimes and Climatic Change in Temperate Ecosystems of the Western Americas*. Springer-Verlag.

Vicuña Mackenna, B. (1877). *Ensayo histórico sobre el clima de Chile (desde los tiempos prehistóricos hasta el gran temporal de julio de 1877)*, Valparaíso, Imprenta del Mercurio.

Villalobos, S. (2015). *La Araucanía. Historia y Falsedades*. Ed. Bernardo O'Higgins, ISBN 9789568664077. 355p.

Villa-Martínez, R., Villagrán, C. & Jenny, B., (2003). The last 7500 cal yr B.P. of westerly rainfall in Central Chile inferred from a high-resolution pollen record from Laguna Aculeo (34°S). *Quaternary Research*, 60, 284–293.

Villa-Martínez, R., & Moreno, P. (2007). Pollen evidence for variations in the southern margin of the westerly winds in SW Patagonia over the last 12.600 years. *Quat. Res.* 68: 400-409.

Villa-Martínez, R., Moreno, P.I., & Valenzuela, M.A. (2012). Deglacial and postglacial vegetation changes on the eastern slopes of the central Patagonian Andes (47°S). *Quaternary Science Reviews* 32: 86-99.

Villagra, F. (1558). Declaraciones prestadas en la Imperial, al tenor del mismo interrogatorio de Villagra, insertándose primeramente la provisión real de la Audiencia de Lima y el interrogatorio del acusado.-15 de Septiembre de 1558.-XXI-245. Declaraciones de: Juan Ortiz Pacheco.-289.

Villagrán, C., & Varela, J. (1990). Palynological evidence for increased aridity on the central Chilean coast during the Holocene. *Quaternary Research*, 34, 198–207.

Villagrán, C., Le-Quesne, C., Aravena, J.C., Jiménez, H., & Hinojosa, F. (1998). El rol de los cambios de clima cuaternario en la distribución actual de la vegetación de Chile central-sur. *Bamberger Geographische Schriften Bd. 15*: 227–242.

Villagrán, C. (2001). A model for the history of vegetation of the Coastal Range of centralsouthern Chile: Darwin's glacial hypothesis. *Revista Chilena de Historia Natural* 74: 793-803.

Villagrán, C., León, A., & Roig, F.A. (2004). Paleodistribución del alerce y ciprés de las Guaitecas durante períodos interestadiales de la Glaciación Llanquihue: Provincia de Llanquihue y Chiloé, Región de los Lagos, Chile. *Revista Geológica de Chile* 31 (1): 133-151.

Villalba, R. (1990). Climatic Fluctuations in Northern Patagonia during the last 1000 Years as Inferred from Tree-ring Records. *Quat.Res.* 34: 346–360.

Villalba, R., Leiva, J., Rubulis, S., Suarez, J., & Lenzano, L. (1990). Climate, tree ring, and glacial fluctuations in the Río Frías Valley, Rio Negro, Argentina. *Arctic and Alpine Research*. 22 (3): 215-232.

Villalba, R. (1994). Tree-ring and Glacial Evidence for the Medieval Warm Epoch and the Little Ice Age in Southern South America, *Climate Change* 26: 183–197.

Villalba, R., Cook, E.R., Jacoby, G.C., D'Arrigo, R.D., Veblen, T.T., & Jones, P.D. (1998). Tree-ring based reconstructions of northern Patagonia precipitation since A.D. 1600. *The Holocene* 8: 659-674.

Villalba, R., Lara, A., Boninsegna, J., Masiokas, M., Delgado, S., Aravena, J., Roig, F., Shmelter, A., Wolodarski, A., & Ripalta, A. (2003). Large-scale temperature changes across the southern Andes: 20Th-century variations in the context of the past 400 years, *Climatic change* 59 (1-2):177-232.

Vivar, J. (1970) *Crónica y relación copiosa y verdadera de los Reinos de Chile (1558)*. Edición de Leopoldo Sáez-Godoy, Biblioteca Ibero- Americana, Colloquium Verlag, Berlín, pp. 181-182.

Von Gunten, L., Grosjean. M., Rein, B. et al. (2009) A quantitative high-resolution summer temperature reconstruction based on sedimentary pigments from Laguna Aculeo, central Chile, back to AD 850. *The Holocene* 19(6): 873–881.

Vuille, M., Franquist, E., Garreaud, R., Lavado, W., & Cáceres, B. (2015). Impact of the global warming hiatus on Andean temperature. *J. Geophys. Res. Atmos.* 120, 1–13. doi:10.1002/2015JD023126.

Whitlock, C., & Larsen, C.P.S. (2001). Charcoal as a Fire Proxy. In Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Volume 3 Terrestrial, Algal, and Siliceous indicators (J.P. Smol, H.J.B. Birks, and W. M. Last, eds), pp. 75-97. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

Whitlock, C., Anderson, R.S. (2003). Fire history reconstructions based on sediments records from lakes and wetlands. In Fire and Climatic change in Temperate Ecosystem of the Western Americas. Veblen et al. 2003. Springer, Ecological Studies 160.

Whitlock, C. (2004). Land management: Fire, climate, and landscape response. Nature 432, 28-29.

Whitlock, C., Bianchi, M.M., Bartlein, P.J., Markgraf, V., Walsh, M., Marlon, J.M., & McCoy, N. (2006). Postglacial vegetation, climate, and fire history along the east side of the Andes (lat 41-42.5S), Argentina. Quaternary Research 66, 187-201.

Whitlock, C., Higuera, P.E., McWethy, D.B., & Briles, C.E. (2010). Paleoecological Perspectives on Fire Ecology: Revisiting the Fire-Regime Concept, The Open Ecology Journal, 3, 6-23.

Whitlock, C., McWethy, D., Tepley, A., Veblen, T., Holz, A., McGlone, M., Perry, G., Wilmshurst, J., & Wood, S. (2015). Past and Present Vulnerability of Closed-Canopy Temperate Forests to Altered Fire Regimes: A Comparison of the Pacific Northwest, New Zealand, and Patagonia BioScience 65: 151-163.

Whitney, B., Rushton, A., Carson, J., Iriarte, J., & Mayle, F. (2015). An improved methodology for the recovery of Zea mays and other large crop pollen, with

implications for environmental archaeology in the Neotropics. *The Holocene*, 22, pp. 1087–1096.

Wilhelm, E. (1968). Fire ecology of the Valdivian Rain Forest. En proceeding 8th conference of tall timbers fire ecology. 55-70.

Wille, M., Maidana, N., Schäbitz, F., Fey, M., Haberzettl, T., Janssen, S., Lücke, A., Mayrs, C., Ohlendorf, C., Schleser, G. and Zolitschka, B. (2007). Vegetation and Climate dynamics in Southern South America: the microfossil record of Laguna Potrok Aike, Santa Cruz, Argentina. *Reviews in Paleobotany and Palynology* 146 (1–4), 234–246.

Xia, Z.K. (2012). *Environmental Archaeology – Principles and Practice*. Beijing: Peking University Press (in Chinese).

Zavala, J. M., & Dillehay, T. (2010). El “Estado de Arauco” frente a la conquista española: Estructuración sociopolítica y ritual de los araucano-mapuches en los valles nahuelbutanos durante los siglos XVI y XVII. *Revista Chungara*, 42, 433–450.