

# Nuevos datos en torno a la historia paleoambiental del centro-sur de Chile. El registro sedimentario y palinológico del “Humedal Laguna Verde” (36°47’S), Península Hualpén, Región del Biobío, Chile<sup>1</sup>

## New data about the paleoenvironmental history of South Central Chile. The sedimentary and palynological record from “Laguna Verde wetland” (36°47’S), Hualpén Peninsula, Bío-Bío District, Chile

Jean Pierre Francois<sup>23</sup> ; Paulina Hernández-Lazcano<sup>4</sup>   
Isadora Schneider-Valenzuela<sup>56</sup>  y Javier Cerda<sup>7</sup> 

### RESUMEN

Este trabajo presenta nuevo registro sedimentológico y palinológico que reconstruye la historia ambiental durante la transición del Holoceno medio a tardío en el centro sur de Chile (34°-38°S). El sitio de estudio corresponde a un pequeño humedal llamado Laguna Verde (36°47’S, 73°09’W; 22 m s.n.m.; -4 ha), el cual se emplaza en una micro-cuenca (136 ha) rodeada de vegetación nativa (i.e. bosque esclerófilo). Testigos de sedimentos obtenidos desde el humedal, permitieron reconstruir la evolución de este durante el Holoceno, dando cuenta que la formación del sitio ocurre alrededor de los 6.800 años cal AP, como resultado de un proceso de represamiento por parte de dunas. Posteriormente, se registra un aumento importante en la concentración de materiales líticos movilizadas por el viento y la precipitación, dando como resultado la formación de un cuerpo de agua permanente en torno a los 4000 años cal AP. El registro palinológico muestra un predominio de taxa arbóreos y acuáticos durante este periodo, indicando el desarrollo ecosistemas de bosque en la cuenca en respuesta al incremento en las precipitaciones durante este periodo. Finalmente, se observa un cambio abrupto en el registro sedimentológico y palinológico hacia el año 1850AD, relacionado con una transformación en el paisaje

<sup>1</sup> Financiación: Proyecto ANID/FONDECYT/Iniciación 11170566

<sup>2</sup> Institución: Laboratorio de Geografía Ambiental y Palinología, HUB-Ambiental. Correo electrónico: geofrancois@gmail.com

<sup>3</sup> Departamento de Ciencias y Geografía, Facultad de Ciencias Naturales y Exactas, Universidad de Playa Ancha.

<sup>4</sup> Institución: Laboratorio de Geografía Ambiental y Palinología, Hub-Ambiental, Universidad de Playa Ancha.  
Correo electrónico: paulinalazcanoherandez@gmail.com

<sup>5</sup> Institución: Laboratorio de Dendrocronología y Estudios Ambientales, Instituto de Geografía, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Brasil 2241, Valparaíso, Chile. Correo electrónico: isadora.schneider@pucv.cl

<sup>6</sup> Institución: Programa de Doctorado en Ciencias mención Ecología y Biología Evolutiva, Facultad de Ciencias, Universidad de Chile, Las Palmeras 3425, Ñuñoa 7750000, Santiago, Chile.

<sup>7</sup> Institución: Laboratorio de Geografía Ambiental y Palinología, Hub-Ambiental, Universidad de Playa Ancha. Correo electrónico: jacerre@gmail.com

vegetal y el régimen sedimentario debido a la actividad antropogénica. En resumen, este estudio proporciona información nueva y relevante para comprender la historia paleoambiental de los ecosistemas costeros del centro sur de Chile.

**Palabras clave:** Transición climática, Holoceno Medio, Chile Central, Cinturón de Vientos del Oeste, Estación Biológica Terrestre Hualpén, Bosque esclerófilo.

### ABSTRACT

This work presents a new sedimentological and palynological record that reconstructs the environmental history during the mid to late Holocene transition in south central Chile (34°-38°S). The study site corresponds to a small wetland called Laguna Verde (36°47'S, 73°09'W; 22 m a.s.l.; ~4 ha), which is in a micro-basin (136 ha) surrounded by native vegetation (i.e. sclerophyllous forest). Sediment cores obtained from the wetland, allowed us to reconstruct its evolution during the post-glacial period, showing that site formation take place around 6800 cal years BP, because of a damming process by dunes. Subsequently, a significant increase in the concentration of lithic materials mobilized by wind and precipitation is recorded, resulting in the formation of a permanent body of water around 4000 cal years BP. The palynological record shows a predominance of arboreal and aquatic taxa during this period, indicating the development of forest ecosystems into the basin, in response to increased rainfall. Finally, an abrupt change in the sedimentological and palynological record is observed around 1850AD, related to a transformation in the vegetal landscape and the sedimentary regime due to anthropogenic activity. In summary, this study provides new and relevant information to understand the paleoenvironmental history of the coastal ecosystems of south central Chile.

**Keywords:** Climatic Transition, Middle Holocene, Central Chile, Westerly Wind Belt, Estación Biológica Terrestre Hualpén, sclerophyllous forest. Lo mismo que antes.

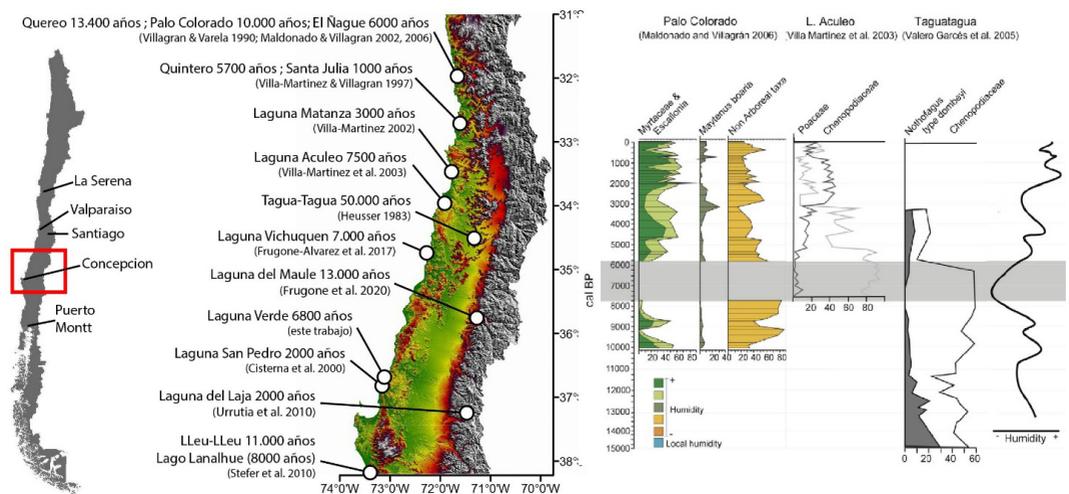
## Introducción

Los paisajes costeros de Chile-Central Sur (35°-38°S), son reflejo de una historia paleoambiental reciente aún poco conocida (Villagrán 1995b). La información disponible permite reconocer importantes cambios ambientales asociados a diversos factores que incluyen el clima, el alzamiento tectónico costero, y el cambio de uso de suelo reciente (<150 años) (Alaniz et al. 2021; Montes et al. 2021). No obstante, esta información es aún fragmentada en términos espaciales y temporales (Figura N°1). Un área de interés, debido a su distintivo carácter como elemento del paisaje, es la desembocadura de la cuenca del Biobío. Estudios geomorfológicos dan cuenta de una activa dinámica del delta del río Biobío durante el Holoceno, es decir, los últimos 11,500 años calendario antes del presente (años cal AP), lo cual tuvo claras implicancias para los ecosistemas terrestres costeros (Isla et al. 2012; Mardones and Vidal 2001). Esto, considerando que el evento marino transgresivo del Holoceno Medio (8000-4000 años cal AP) no solo aisló la actual Península de Hualpén del continente transformándola en una isla, sino que a la vez restringió las potenciales áreas en donde se pudieran desarrollar los ecosistemas de humedales y bosques pantanosos como es la actual llanura de inundación fluvial en donde se emplazan las ciudades de Concepción y Talcahuano (Isla, Flory, Martínez, Fernández and Jaque 2012; Mardones and Vidal 2001; Peña 1995)(Figura N°2). Adicionalmente, y durante dicho periodo de tiempo, se registra a escala regional un evento climático de extrema sequía el cual guarda una estrecha relación con las variaciones climáticas asociadas a la dinámica del Anticiclón del Pacífico Sur y el Cinturón de

Vientos del Oeste (Lamy et al. 2010; Latorre et al. 2007; Villagrán 1993; Villagrán 1995a). En este contexto, estudios palinológicos obtenidos en la porción norte de Chile Central dan cuenta de una predominancia de polen de taxa no-arbóreo (e.g. *Chenopodiaceae*) por sobre los arbóreos (e.g. *Myrtaceae*, *Maytenus*, *Nothofagus*) durante dicho periodo. Esto ha sido interpretado como evidencia del desarrollo de un paisaje abierto y con poca cobertura vegetal (Figura N°1)(Heusser 1983; Maldonado and Villagrán 2006). Además, estudios sedimentológicos indican la presencia de depósitos de sales minerales (carbonato de calcio y yeso) e hiatos erosivos en la mayoría de las secuencias estudiadas que incluyen este periodo (Jenny et al. 2002; Valero Garcés et al. 2005) lo cual ha sido interpretado como evidencia de desecación de los cuerpos de agua. No obstante, y como se mencionó anteriormente, la información respecto a esta la transición climática ocurrida durante el Holoceno-Medio se encuentra restringida exclusivamente a la porción norte de Chile Central, no existiendo en la actualidad registros paleoambientales que permitan examinar su anatomía de cambios y cronología en el área sur. Esto se debe en parte, a que los potenciales sitios que abarcan cronológicamente este periodo se vieron afectados por el evento transgresivo marino ocurrido durante dicho periodo, debido al contexto geomorfológico que representan (i.e. Lagos costeros de Vichuquén, Lanalhue y Lleu-Lleu; Figura N°1) (Frugone Álvarez et al. 2017; Stefer et al. 2010). Por lo tanto, y a pesar de los esfuerzos, no existe en la actualidad un estudio paleoambiental que provea información respecto a dicho evento en la costa Chile Central-Sur, y por lo tanto, el presente trabajo representa una contribución al conocimiento de este periodo al proveer un registro sedimentario y polínico que abarca los últimos 6800 años (Figura N°1).

**Figura N°1**

Izquierda. Modelo de elevación digital del área Central de Chile (32°-38°S) en el cual se señala la ubicación de los estudios paleoambientales discutidos en el texto y su edad máxima asociada. Derecha. Diagrama resumen de perfiles palinológicos, ubicados en la porción norte de Chile Central, y que dan cuenta del periodo seco del Holoceno Medio (franja gris) (Modificado de Méndez et al. 2015).



Fuente: Elaboración propia

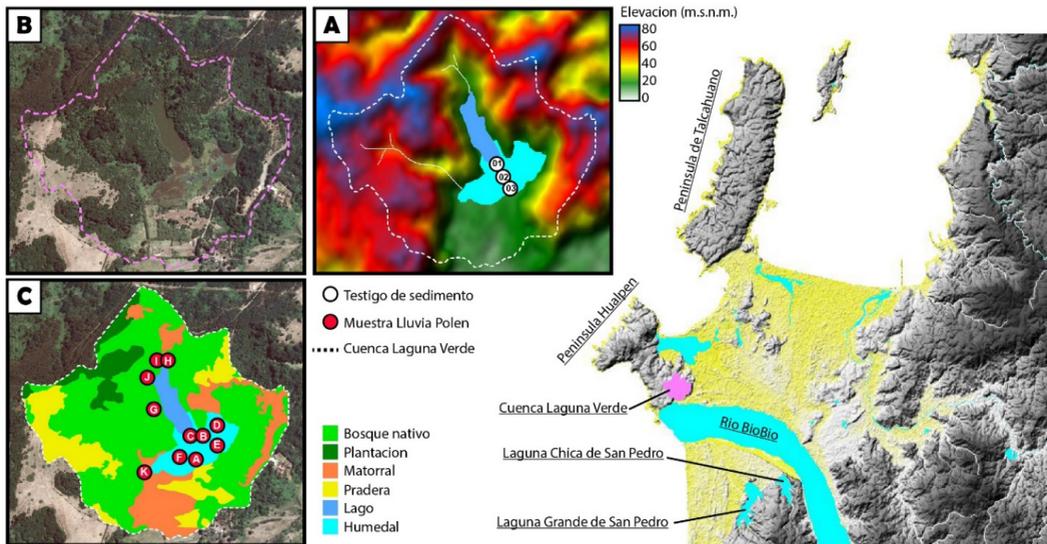
## Área de estudio

El área de estudio se encuentra ubicada en el Santuario de la Naturaleza Península de Hualpén, región del Biobío, Chile (Figura N°2). En específico, el estudio se llevó a cabo en una pequeña cuenca (~136 ha) ubicada adyacente a la porción norte de la desembocadura del Río Biobío, lugar en donde se emplaza un pequeño humedal (~4 ha) llamado Laguna Verde (36°47'37"S, 37°09'37"O; 22 m s.n.m.). Esta microcuenca, es parte de la Estación Biológica Terrestre, un área de protección ambiental a cargo de la Universidad de Concepción desde el año 1970. En relación con la geología de la microcuenca, esta se compone principalmente de afloramientos de rocas metamórficas (i.e. esquistos y filitas) asociadas a la Serie Occidental del Basamento Metamórfico, de edad Silúrico-Carbonífero (SERNAGEOMIN 1982). Sobre o bien adosadas a estas, y principalmente hacia el área este de la cuenca, se presentan depósitos de sedimentos arenosos y limosos de origen marino de edad Cuaternaria. En la porción sur y en dirección hacia la desembocadura del río Biobío, se encuentra un depósito reciente de dunas compuestas por arenas negras de origen volcánico.

El clima presente en el área de estudio corresponde al tipo Mediterráneo, caracterizado por una marcada estacionalidad en las precipitaciones y temperaturas. Estas últimas, tienden a ser menos fluctuantes durante el año debido a la influencia oceánica (Sarricolea et al. 2016). Es de destacarse, que el patrón de precipitaciones en el área de estudio se encuentra fuertemente influenciado por la actividad del denominado Cinturón de Vientos del Oeste, un componente de circulación atmosférica de tipo zonal (oeste-este) clave en el sistema integrado océano-atmósfera (Garreaud et al. 2009). La vegetación presente en la cuenca se corresponde con el clima antes descrito, presentando especies arbóreas típicas del bosque esclerófilo mediterráneo costero como *Cryptocarya alba* (Lauraceae), *Azara integrifolia* (Salicaceae), *Lithrea caustica* (Anacardiaceae) y *Peumus boldus* (Monimiaceae). Como especies acompañantes y menos abundantes se encuentran *Aextoxicon punctatum* (Aextoxicaceae), *Eucryphia cordifolia* (Cunoniaceae), *Citroneilla mucronata* (Cardiopteridaceae), *Lomatia dentata* (Proteaceae), *Gevuina avellana* (Proteaceae), *Drimys winteri* (Winteraceae) y diversos representantes de la familia Myrtaceae como *Amomyrtus luma*, *Luma apiculata*, *Blepharocalyx cruckshanksii* y *Myrceugenia* spp. Se destacan también algunos taxos endémicos considerados en peligro de extinción, como lo son las especies arbóreas *Pitavia punctata* (Rutaceae) y *Gomortega keule* (Gomortegaceae) (Moreno-Chacón et al. 2018). Son abundantes también trepadoras y epífitas, sobre todo en quebradas y donde el bosque logra un mayor desarrollo, como por ejemplo *Lardizabala funaria* (Lardizabalaceae), *Boquila trifoliolata* (Lardizabalaceae), *Ercilla spicata* (Phytolaccaceae) y *Clematicissus striata* (Clematicissus) (Moreno-Chacón, Mardones, Viveros, Madriaza, Carrasco-Urra, Marticorena, Baeza, Rodríguez and Saldaña 2018). En la actualidad el bosque carece de representantes del género *Nothofagus* sp (Roble), mientras que en la porción norte de la cuenca se presentan plantaciones de especies exóticas (*Pinus* sp y *Eucalyptus* sp) (Figura N°2). Por su parte, en los sectores abiertos o bien en donde el dosel del bosque se ha abierto por algún evento de perturbación, predominan especies arbustivas y herbáceas formando matorrales y praderas. Entre las especies características se encuentran las especies nativas *Muehlenbeckia hastulata* (Polygonaceae), *Chusquea quila* (Poaceae), *Escallonia pulverulenta* (Escalloniaceae) y *Aristotelia chilensis* (Elaeocarpaceae). No obstante, también se registran numerosas especies introducidas, siendo las más representativas *Rubus ulmifolius* (Rosaceae) y *Ulex europaeus* (Fabaceae). Finalmente, el humedal se encuentra dominado por especies de las familias Juncaceae (e.g. *Juncus procerus*) y Cyperaceae (e.g. *Cyperus* spp y *Carex* spp), las cuales se distribuyen a modo de parches.

**Figura N°2**

Derecha. Modelo de elevación digital del área de estudio, que señala la ubicación de la cuenca que alberga el Humedal Laguna Verde y otros hitos geográficos discutidos en el texto. En amarillo de destacan las áreas ubicadas a una elevación menor a 25 m.s.n.m., y que eventualmente se vieron afectadas por la trasgresión marina del Holoceno. Izquierda. (A) Modelo de elevación digital, (B) imagen satelital, y (C) vegetación de la cuenca en estudio según el catastro de bosque nativo de CONAF (2015). Se indica además la localización desde donde se obtuvieron los testigos de sedimentos y la distribución de las muestras de lluvia de polen discutidos en el texto.



Fuente: Elaboración propia.

## Materiales y métodos

Con el propósito de examinar los cambios del paisaje físico y la vegetación a través del tiempo, se utilizaron técnicas estándares basadas en la interpretación de parámetros geoquímicos y microfósiles presentes en el registro sedimentario (Fægri and Iversen 1989). En específico, 3 testigos de sedimentos fueron obtenidos de diferentes sectores del Humedal Laguna Verde, los cuales a su vez representan diferentes ambientes sedimentarios (Figura N°2). El testigo CC19-01, con una longitud total de 198 cm, fue obtenido desde la porción sur del humedal y casi en contacto con el lago homónimo adyacente a este. El núcleo CC19-02 de 151 cm de longitud, fue obtenido al interior de un cordón de vegetación palustre dominada Juncáceas y Cyperaceas, mientras que el núcleo CC19-03 de igual longitud que el anterior, fue obtenido de un área sin vegetación y que se inunda episódicamente durante los meses de invierno. Todos los testigos se encuentran espaciados por casi 50 m entre sí, y dada la ubicación espacial de estos es posible reconstruir, a modo de perfil estratigráfico, la distribución de las diferentes facies o unidades litológico-sedimentarias en el gradiente norte-sur del humedal (Figura N°2). Todos los testigos de sedimentos fueron extraídos utilizando un barreno marca Eijkelpamp, que permitió obtener muestras continuas y sin perturbar de 50cm de longitud a diferentes profundidades siendo de esta manera recuperado íntegramente el registro sedimentario. Adicionalmente, para cada sondeo se obtuvo una réplica en paralelo desfasado en 25 cm, con el propósito de cubrir los potenciales cortes entre testigos

y así construir una estratigrafía maestra. Los testigos de sedimentos fueron fotografiados y descritos de manera general *in situ*, para luego ser rotulados y enviados al Laboratorio de Geografía Ambiental y Palinología de la Universidad de Playa Ancha (Lab GAP-UPLA), en donde fueron almacenados en un refrigerador a 4°C. Posteriormente, estos fueron radiografiados con el propósito de identificar estructuras, asociadas a la tafonomía del registro (e.g. discordancias erosivas), y descritos en relación con cambios texturales de los sedimentos. Análisis geoquímicos básicos, basado en la metodología de Perdida por Ignición (i.e. PPI), fueron conducidos a fin de cuantificar el contenido de agua, materia orgánica, inorgánica, carbonatos y material siliciclástico. Para esto, muestras de 2 cc obtenidas de manera continua-contigua a lo largo de las estratigrafías, fueron secadas en una estufa a 105°C por toda la noche, y posteriormente sometidas a quemas sucesivas de 550°C (4 horas) y 950°C (2 horas). Este procedimiento se llevó a cabo íntegramente en las dependencias del Lab GAP-UPLA.

En relación a examinar los cambios en la vegetación, se realizaron análisis palinológicos utilizando los métodos convencionales (Fægri and Iversen 1989) sobre muestras sedimentarias y de suelo actual. En el último caso, estas fueron obtenidas con el propósito de interpretar la lluvia polínica actual a modo de poder posteriormente interpretar el registro palinológico sedimentario (Fægri and Iversen 1989). Para esto, muestras de suelo superficial fueron obtenidas desde 11 diferentes unidades de vegetación dentro de la cuenca (Figura N°2 y Cuadro N°2).

**Cuadro N°2**

Descripción áreas de muestreo

Zona	Muestra	Observaciones vegetación
LP-1	A	Sector sur del humedal dominado por Cyperaceas y Juncaceas
	B	Humedal dominado Cyperaceas y Juncaceas, y con la presencia de Sauces
	C	Sector norte del humedal dominado por Cyperaceas
	D	Sector este del humedal dominado por Cyperaceas y Juncaceas, y con presencia de zarzamoras
	E	Llanura de inundación sin vegetación ubicado hacia la porción este del humedal
	F	Llanura de inundación con poca vegetación ubicada en la porción central del humedal
LP-2	G	Bosque dominado por Pitra, Canelo, Peumo y Olivillo, ubicado adyacente al humedal.
	H	Bosque húmedo donde abunda la Pitra y el Arrayán
	I	Bosque húmedo de Ulmos y Arrayanes
	J	Sector de bosque dominado por Quila
	K	Bosque adyacente al humedal con presencia de Sauces

Fuente: Elaboración propia.

Por cada unidad se tomaron muestras de suelo repartidas al azar, utilizando la punta de una pala pequeña y vertiendo las muestras en bolsas herméticas, donde se mezclaban los suelos del mismo sitio. Tanto para las muestras actuales como las sedimentarias se utilizaron 2 ml, las cuales se procesaron siguiendo métodos convencionales lo que incluye: uso de tamiz de 150 µm; defloculación y eliminación de ácidos húmicos con KOH al 10%; remoción de carbonatos con HCl al 10%; remoción de silicatos con HF 70%; tinción de los granos de polen y remoción de celulosa por

medio de acetólisis (anhídrido acético y ácido sulfúrico); aplicación de ultrasonido, y fijación de las muestras en portaobjetos con glicerina. Previo al procesamiento con HCl, en cada muestra se agregaron dos tabletas con esporas de un marcador exótico (i.e. *Lycopodium*) con el propósito de establecer concentraciones absolutas (Stockmarr 1971).

Los granos de polen y esporas fueron determinados bajo microscopía óptica (600X y 1000X) al nivel taxonómico más específico posible. La determinación se realizó con el apoyo de muestras de referencia elaboradas por el Lab GAP-UPLA, así como por claves de determinación polínica disponibles (Heusser 1971; Villagrán 1980). Para cada muestra se obtuvo una suma básica de 300 granos de polen terrestres, que incluyó polen arbóreo y no arbóreo. En el caso de la lluvia polínica, se excluyeron de esta suma básica las especies exóticas a fin de capturar la señal asociada a los ecosistemas naturales. Adicionalmente, se contabilizaron los granos de polen de plantas acuáticas y esporas de helechos las cuales fueron incluidas en una suma total más acuáticas y helechos. Los datos obtenidos de los recuentos polínicos, fueron ingresados al programa Tilia versión 2.6.1 en donde se calcularon los porcentajes relativos y concentraciones para cada taxa, para luego ser graficados. La determinación de las zonas polínicas se realizó a través de un análisis de conglomerados por el método del incremento de la suma de cuadrados CONISS (Constrained Incremental Sum of Squares)(Grimm 1987).

14 fechados radiocarbónicos ( $^{14}\text{C}$ ) obtenidos por medio de AMS (Espectrometría de masas con acelerador, en sus siglas en inglés) fueron obtenidos con el objetivo de fechar cambios en la estratigrafía sedimentaria y polínica (Cuadro N°1). Estos a su vez, permitieron la confección de un modelo edad-profundidad sobre el cual ubicar dichos cambios (Figura N°3). Los fechados radiocarbónicos fueron transformados desde años  $^{14}\text{C}$  a años calendario antes del presente (cal AP) mediante el programa Calib versión 8.2 y utilizado la curva de calibración SHCal20 para el Hemisferio Sur (Hogg et al. 2020). En el caso de edades  $^{14}\text{C}$  reportadas como modernas, estas fueron calibradas utilizando el programa CALIBomb utilizando la curva de calibración Post-Bomb SH Zone 1-2, y reportadas como años Después de Cristo o Anno Domini (AD). En ninguno de los testigos de sedimentos estudiados se registraron valores de carbonatos mayores a 5%, lo cual podría haber afectado las edades radiocarbónicas por efecto de reservorio.

#### Cuadro N°1

Edades radiocarbónicas asociadas a los testigos de sedimentos obtenidos desde el Humedal Laguna Verde

Testigo de sedimento	Código laboratorio	Profundidad (cm)	Material	Edad $^{14}\text{C}$ (años AP)	1 $\sigma$ error	Edad Calibrada (años cal AP)
CC19-01						
	D-AMS 034424	15	Sedimento	Moderno		1957 AD
	D-AMS 034425	80	Sedimento	3891	38	4269
	D-AMS 034426	93	Sedimento	4531	30	5165
	D-AMS 034427	186	Sedimento	6034	34	6830
CC19-02						
	D-AMS 044046	68	Sedimento	3756	23	4057
	D-AMS 044047	91	Sedimento	4695	26	5401
	D-AMS 044048	128	Sedimento	6016	25	6818
	D-AMS 044049	145	Sedimento	6070	24	6878

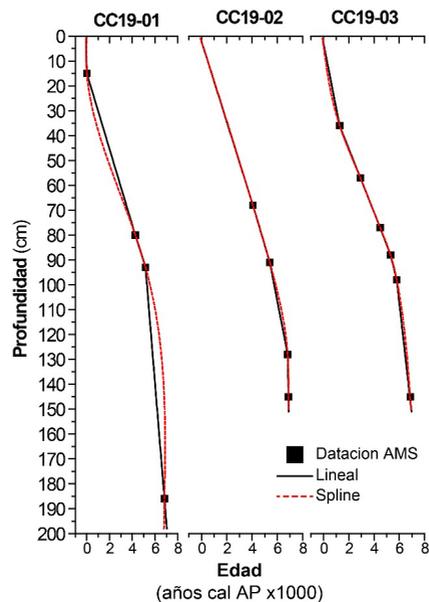
Testigo de sedimento	Código laboratorio	Profundidad (cm)	Material	Edad <sup>14</sup> C (años AP)	1 $\sigma$ error	Edad Calibrada (años cal AP)
CC19-03						
	D-AMS 044050	36	Sedimento	1396	29	1278
	D-AMS 044051	57	Sedimento	2853	22	2919
	D-AMS 044052	77	Sedimento	4057	24	4482
	D-AMS 034428	88	Sedimento	4628	30	5304
	D-AMS 044053	98	Sedimento	5062	24	5792
	*D-AMS 031639	143	Sedimento	5753	38	6499

\* Edad transferida desde el testigo de sedimentos CC18-06-T1.

Fuente: Elaboración propia

**Figura N°3**

Modelos de edad-profundidad asociadas a los testigos de sedimentos estudiados.



## Resultados

### Estratigrafía y geoquímica

En general, la estratigrafía y anatomía de cambios observados en los 3 testigos de sedimentos obtenidos desde el Humedal Laguna Verde es muy similar, destacándose la presencia de 4 facies reconocibles en todos ellos y que dan cuenta de diferentes regímenes de sedimentación ocurridos durante el Holoceno. Estas facies correspondientes a: arenas, Gyttja, Gyttja arenosa y limo arenoso, se condicen con importantes covariaciones entre los parámetros de porcentaje de materia orgánica y densidad de siliciclastos a lo largo de las estratigrafías (Figura N°4).

A continuación, se describen de manera integrada la estratigrafía y geoquímica (i.e. valores promedio de porcentajes de orgánicos y densidades de siliciclastos) asociadas a cada una de las

unidades litológicas presentes en los testigos de sedimentos estudiados. Además, se indican las edades (cal AP) asociadas a dichas unidades.

Unidad de arenas negras: Esta unidad basal se caracteriza por bajos valores de porcentajes de orgánicos (18%) y altos valores de densidad de siliciclastos (0,61 gr/cc). Se compone litológicamente por arenas finas a gruesas de color negro, y con una alta presencia de cuarzo cuando su fracción más pequeña es observada al microscopio. Intercalaciones de material orgánico en esta matriz inorgánica se presentan en los testigos CC19-02 y CC19-03, siendo fechada mediante radiocarbono una de ellas con una edad de 6878 años cal AP (Figura N°4).

Unidad orgánica lacustre. Esta unidad corresponde a sedimentos orgánicos de origen lacustre (i.e. Gytja) los cuales presentan mayores porcentajes de orgánicos (60%) y menores densidades de siliciclastos (0,086 gr/cc) respecto a la unidad anterior. El carácter orgánico de esta unidad está dado por la presencia de una matriz limo-arcillosa orgánica conteniendo en algunas porciones macrorrestos vegetales altamente oxidados observables al microscopio. Se destaca también la baja presencia de minerales de cuarzo como los observados en la unidad anterior. La transición entre esta unidad y la basal es abrupta en los tres testigos, con valores máximos de porcentajes de orgánicos (80%) en la base de esta unidad en los testigos CC19-02 y CC19-03 los cuales disminuyen hacia el techo de (60%). En tanto, el testigo CC19-01 tiende a presentar una tendencia de aumento en el porcentaje de orgánicos (40% a 70%) hacia el techo de la unidad. Fechados radiocarbónicos obtenidos en el interior de esta unidad indican una edad basal máxima de 6830 años cal AP, mientras que su techo presenta una edad mínima 5401 años cal AP (Figura N°4 y Cuadro N°1).

Unidad de Gytja arenosa. Esta unidad presenta un carácter transicional dado por un descenso sostenido en el valor de porcentaje de orgánicos (41% a 28%) en el caso del núcleo CC19-02, o bien por importantes fluctuaciones entre los valores de porcentaje de orgánicos y densidad de siliciclastos en los testigos CC19-01 y CC19-03 (Figura N°4). En este último caso, se destaca la presencia de una facie con altos valores de densidad de siliciclastos (0,42 gr/cc) la cual da paso posteriormente a una mucho más orgánica (47%). La litología del material inorgánico asociado a los altos niveles de siliciclastos se asocia a partículas de cuarzo del tamaño de limo y arcilla, mientras que la facie orgánica se asemeja a la presente en la unidad de Gytja subyacente. Fechados radiocarbónicos obtenidos al interior de esta unidad, dan cuenta de una edad entre 5304-5165 años cal AP para la deposición de la facie inorgánica, y entre 4482-4269 años cal AP para la facie orgánica (Figura N°3). En tanto, la transición observada en el testigo CC19-02, dado por la disminución paulatina en los porcentajes de orgánicos, se acota cronológicamente entre 5401-4057 años cal AP.

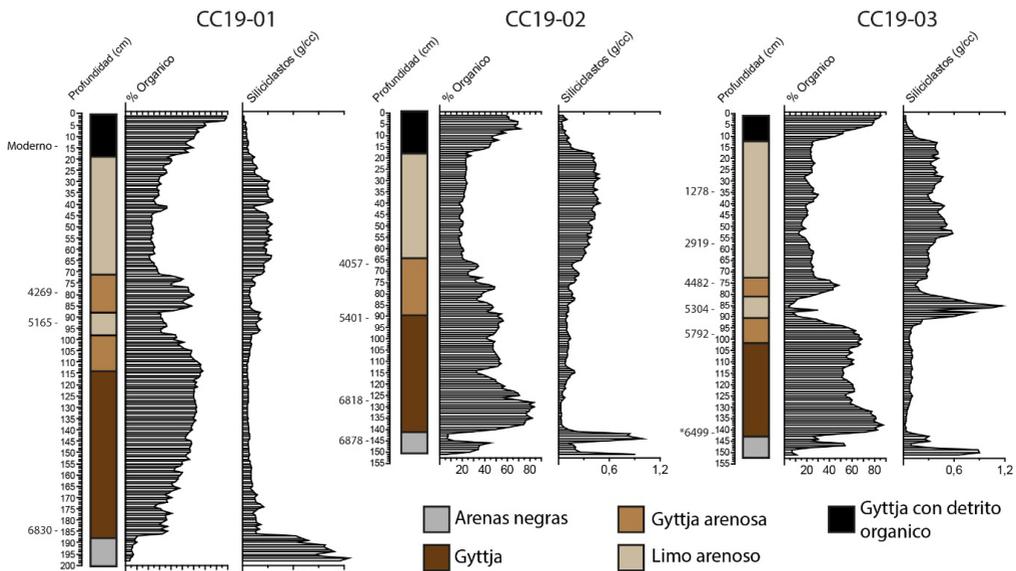
Unidad de limo arenoso. Esta unidad se caracteriza por bajos valores en el porcentaje de orgánicos (24%) y relativamente altos valores en la densidad de siliciclastos (0,34 gr/cc) (Figura N°4). Al igual que en la unidad anterior, la litología del material inorgánico se asocia a partículas de cuarzo del tamaño de limo y arcilla. Es de destacarse, que la concentración de siliciclastos tiende a aumentar en el gradiente norte-sur en el cual se encuentran distribuidos los testigos de sedimentos estudiados, siendo menores las concentraciones en el testigo CC19-01 que en el testigo CC19-03 (0,25 y 0,37 gr/cc, respectivamente) (Figura N°4). Se obtuvieron dos fechados radiocarbónicos al interior de esta unidad desde el testigo CC19-03, y marcan el paso hacia los valores

máximos en la concentración de siliciclastos en torno a 2919 años cal AP, y la porción central de dicha sección con una edad de 1278 años cal AP (Figura N°3).

Unidad de Gytjja con detrito orgánico. La litología de esta sección se caracteriza por una matriz limo-arcillosa orgánica con la presencia de raíces y macrorrestos vegetales en proceso de descomposición. Estas características se ven reflejadas en altos valores relativos de porcentaje de orgánicos (61,5%) y bajos en la concentración de siliciclastos (0,066 gr/cc) (Figura N°4). La transición entre esta unidad y la anterior abrupta en el caso de los testigos CC19-03 y CC19-02, mientras que en el testigo CC19-01 esta ocurre de manera más gradual (Figura N°4). Una edad radiocarbónica obtenida al interior de esta unidad en el testigo CC19-01 arrojó una edad moderna de 1957 AD.

**Figura N°4**

Curvas de porcentaje de materia orgánica y densidad de siliciclastos, de los testigos de sedimentos CC19-01, CC19-02 y CC19-03 obtenidos desde el Humedal Laguna Verde. Junto a cada columna estratigráfica, se indica la posición de las edades radiocarbónicas las cuales son expresadas años calendario Antes del Presente.



Fuente: Elaboración propia.

### Registro palinológico

El estudio palinológico se realizó sobre el testigo sedimentario CC19-01, debido a su mayor longitud lo que potencialmente permitiría el desarrollo de una mayor resolución. No obstante, la concentración polínica fue baja siendo posible solamente analizar los primeros 94 cm con una resolución de 8 cm entre muestras. Por debajo del cm 94, la presencia de polen fue insuficiente o prácticamente nula. Granos de polen indeterminados, debido principalmente a su estado de conservación, fueron abundantes en las muestras en la porción central y superior del registro (Figura N°5), posiblemente, debido al contenido de arenas en los sedimentos.

Basado en la inspección visual y el análisis de CONISS, se distinguieron 3 zonas polínicas a lo largo del testigo CC19-01 (Figura N°5), las que se proceden a ser descritas destacando en paréntesis los valores promedios para cada taxa.

La Zona HLV-1 (94-78 cm; 5183-4117 años cal AP) está definida por la presencia dominante de palinomorfos arbóreos destacándose la predominancia de Myrtaceae (31%), y secundariamente por los taxa *Aextoxicon*/Escalloniaceae (8%), *Nothofagus* tipo *dombeyi* (promedio: 7%), *Gevuina*/*Lomatia* (3%), *Eucryphia*/*Caldcluvia* (2,1%) y *Drimys winteri* (1.2%) Acompañan a este ensamble trazas de *Maytenus*, *Hidrangea serratifolia*, *Raukaua laetevirens* y Anacardiaceae. Además, se evidenció la presencia de taxa herbáceos de Poaceae (13%), Asteraceae-Tubuliflorae (10%) y Amaranthaceae (6%). Esporas de helechos de Polypodiaceae, tipo-*Blechnum* y Ophioglossaceae también se observan en esta porción del registro.

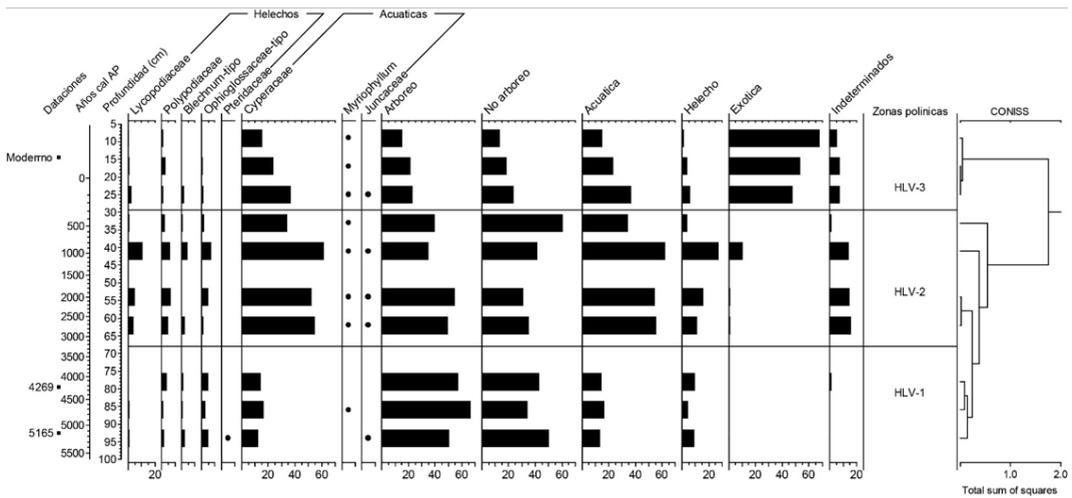
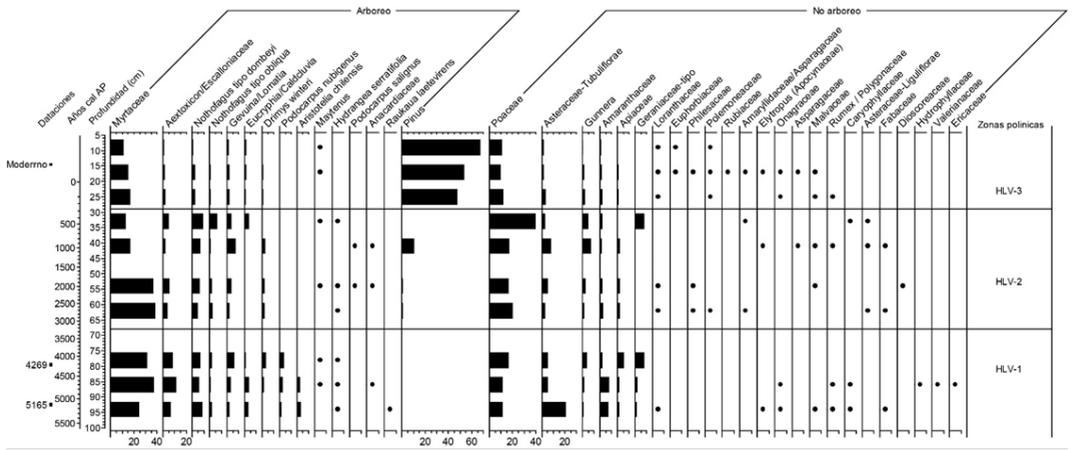
La Zona HLV-2 (62-41 cm; 2905-706 años cal AP) se caracteriza por registrar una disminución relativa de los palinomorfos arbóreos respecto a la zona anterior, como Myrtaceae (25%), *Aextoxicon*/Escalloniaceae (3,6%), *Eucryphia*/*Caldcluvia* (<1%) y la desaparición de *Podocarpus nubigenus*, *Aristotelia chilensis*, *Raukaua laetevirens*. En tanto, se registra un ligero aumento en la abundancia del género *Nothofagus* tipo *obliqua* (3%) junto con trazas de *Podocarpus salignus*. Se destaca además un aumento puntual de polen exótico de *Pinus*, el cual va acompañado de un aumento de polen de *Gunnera* la que alcanza aquí su mayor abundancia relativa en torno al 7% hacia el final de la zona. Adicionalmente se registra un máximo para Poaceae (39%) y la virtual desaparición de otros taxa herbáceos como Caryophyllaceae y tipo-Geraniaceae. Finalmente, las plantas acuáticas registran un incremento destacándose Cyperaceae (50%) y la aparición de trazas de Juncaceae y *Myriophyllum*. En tanto, los valores porcentuales de las esporas de helechos tienden a aumentar levemente respecto a la zona anterior, lo cual es particularmente apreciable para Lycopodiaceae (4,7%).

La Zona HLV-3 (33-5 cm; 100 años cal AP-1964AD) registra valores mínimos de todos los palinomorfos arbóreos nativos, destacándose la disminución de Myrtaceae (14%), *Gevuina*/*Lomatia* (1,5%), *Nothofagus* tipo-*dombeyi* (1,5%), *Aextoxicon*/Escalloniaceae (1%), *Eucryphia*/*Caldcluvia* (0,9%) *Nothofagus* tipo-*obliqua* (0,1%), y *Drimys winteri* (0,4%) respecto a la zona anterior. Por el contrario, un aumento sostenido de polen de *Pinus* se observa hacia el techo del testigo hasta alcanzar un valor máximo cercano al 70%. El polen de taxa no arbóreos tiende a mantener valores semejantes a la zona anterior, registrándose leves caídas en Poaceae (11%) y Asteraceae (2%). En tanto, Cyperaceae exhibe una disminución en sus valores hacia el techo del testigo (36 a 14%), y las esporas de helecho tienden a desaparecer.

Las concentraciones polínicas totales muestran en general bajos valores para la zona polínica HLV-1 en relación con las otras dos zonas (Figura N°6). En particular, las concentraciones de los taxa arbóreos se mantienen relativamente constantes a lo largo de la estratigrafía polínica, como es el caso de Myrtaceae. No obstante, algunos taxa como *Aextoxicon*/Escalloniaceae y *Nothofagus* tipo-*dombeyi* presentan una tendencia a disminuir hacia el techo del registro, y particularmente en la zona polínica HLV-3. Por el contrario, un incremento importante en las concentraciones de polen de la especie exótica *Pinus* se presenta en la zona polínica HLV-3, mientras que de las plantas acuáticas (i.e. Cyperaceae) y helechos tienden a ser más abundantes en la zona HLV-2.

**Figura N°5**

Diagrama polínico de abundancias relativas (porcentajes) de los principales grupos taxonómicos identificados en el testigo sedimentario CC19-01. A la derecha de cada gráfico, se indican las zonas polínicas determinadas en base al análisis de conglomerados CONISS. A la izquierda de cada gráfico se dispone la escala de profundidad y de edad expresada en años calendario AP. Junto a esta se indica la posición de las edades radiocarbónicas.



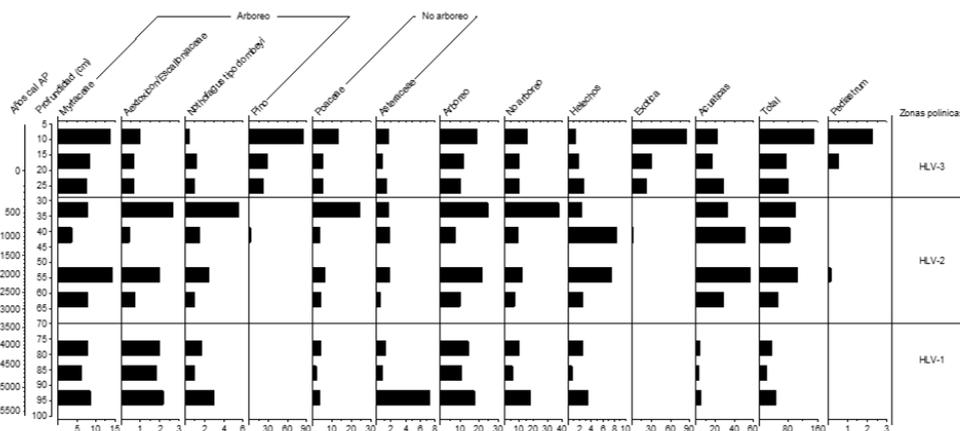
Fuente: Elaboración propia.

Por último, se registran concentraciones relativamente altas de la microalga *Pediastrum* en los centímetros superiores de la estratigrafía.

Lluvia polínica. Los resultados asociados con la lluvia polínica obtenidas desde muestras superficiales de suelos indican la ocurrencia de dos grandes zonas polínicas (LP-1 y LP-2) las cuales de manera general agrupan las muestras según el tipo de vegetación. De este modo, la Zona LP-1 reúne las muestras asociadas al humedal y praderas de inundación, mientras que la Zona LP-2 agrupa las muestras correspondientes a la vegetación de bosque (Cuadro N°2). A continuación, se procede a describir cada una de estas zonas indicándose entre paréntesis el valor promedio para cada taxa.

**Figura N°6**

Diagrama concentraciones polínicas (granos/cc x1000) de los principales grupos taxonómicos identificados en el testigo sedimentario CC19-01. A la derecha se indican las zonas polínicas determinadas en base al análisis de conglomerados CONISS. A la izquierda se dispone la escala de profundidad y de edad expresada años calendario AP.

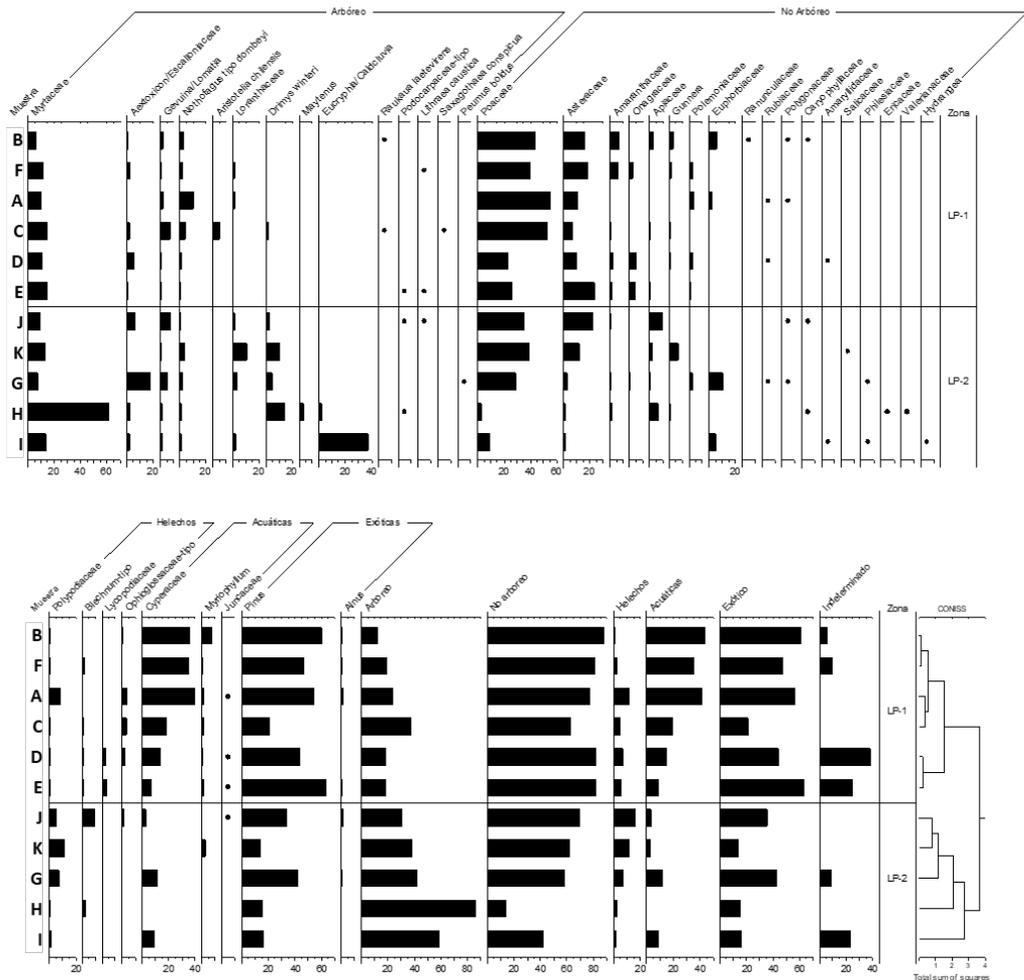


Fuente: Elaboración propia

Zona LP-1: Esta zona se caracteriza por presentar una baja representatividad de taxa asociado al estrato arbóreo (21,5%) en relación al estrato no arbóreo (78,5%). No obstante, se aprecia que Myrtaceae (11,2%) presenta valores casi constantes en esta zona, mientras otros taxa aparecen en proporciones variables en algunas de las muestras en donde exhiben valores máximos como es el caso de *Nothofagus* tipo-*dombeyi* (3,2%) en la muestra A con 5,7%, *Gevuina/Lomatia* (2,4%) en la muestra C con 6,6% y *Aextoxicon/Escaioniaceae* (1,8%) en la muestra D con 5% con . En tanto especies tales como *Drimys winteri*, *Maytenus boaria*, *Saxegothaea conspicua*, *Raukaua laetevirens*, *Podocarpus nubigenus*, *Peumus boldus* y *Lithraea caustica*, se presentan como trazas (<1%) en esta zona. Por el contrario, el polen de la especie arbórea exótica *Pinus* sp (48,3%) sí predomina en esta zona, destacándose con valores que sobrepasan el 50% en algunas muestras (A, B y E). Con respecto a polen no arbóreo, se destaca la dominancia de Poaceae (41%) con muestras que sobrepasan el 50% (A y C) y Asteraceae-Tubuliflorae (13,8%) con muestras que sobrepasan el 15% (B, E y F). Otros taxa como Amaranthaceae (3%) presentan muestras que sobrepasan el 10% (B y F), mientras que Euphorbiaceae (1,3%) supera el 5% (B). Los demás taxa se presentan en menor cantidad (1-5%) tales como Apiaceae, Onagraceae, Polygonaceae y *Gunnera*. Por último, los restantes taxa se presentan solo como trazas. En relación a los taxa de especies acuáticas, estas se encuentran representadas principalmente por la familia Cyperaceae (24,8%), la cual presenta abundancias sobre el 35% en algunas muestras A, B y F. Lo acompañan *Myriophyllum* (2%) exhibiendo una muestra con un valor sobre el 5% (B) y trazas de Juncaceae. En relación a las esporas de helechos (5,4%), estas tienden a ser abundantes en las muestras A, C, D y E. Se destacan Ophioglossaceae-tipo (1,5%) con muestras sobre el 2% (A y C y D), Lycopodiaceae (1,2%; >2% D y E), y Polypodiaceae (2%) con una muestra sobre el 8% (A). En tanto, tipo *Blechnum* solo presenta trazas. Finalmente, granos de polen indeterminados, debido principalmente a su estado de conservación, fueron abundantes en las muestras B, D, E y F.

Figura N°7

Diagrama polínico de la lluvia de polen de muestras superficiales de suelo, presentado en porcentajes. A la derecha se observa el análisis de conglomerados CONISS. Los puntos significan presencia del taxa.



Fuente: Elaboración propia.

Zona LP-2: En esta zona se destaca la codominancia entre el polen arbóreo (51%) y no arbóreo (49%), y un marcado descenso en los porcentajes de taxa acuáticos (5,3%) respecto a la zona anterior. En específico, el aumento en los taxa arbóreos respecto la zona anterior está dada por aumentos puntuales en algunas muestras, como es el caso de Myrtaceae (20%) quien exhibe una muestra (H) con valores sobre 60%. Lo mismo ocurre con Aextoxicon/Escalloniaceae (5,7%; muestra G: 17,6%), Gevuina/Lomatia (3,5%; muestra J y G >5%), Loranthaceae (3,3%, muestra J: 10%), Drimys winteri (6,6%; muestras K y H >10%) y Eucryphia/Caldcluvia (7,8%, muestra I: 37%), y Nothofagus tipo-dombeyi (2%). Acompañan a este ensamble trazas de Podocarpus nubigenus, Lithraea caustica y Peumus boldus. En tanto, la especie exótica Pinus sp (24,5%) presenta valores menores que en la zona anterior, sin embargo, se destacan algunas muestras que exhiben valores

relativamente altos (G: 43% y J:34%). En relación al polen no arbóreo, este se presenta dominado por Poaceae (23%) el cual exhibe máximos valores (30-40%) en las muestras G, J y K. Algo similar ocurre con Asteraceae-Tubuliflorae (8%) quien exhibe máximos valores en las muestras J y K. (12 y 22% respectivamente), Apiaceae (3,8%; muestras H y J >7%) Euphorbiaceae (3,1%; muestras G y I >5%) y *Gunnera* (1,5%; J: 7%). Acompañan a este ensamble, trazas de todos los demás taxa restantes. Las acuáticas por su parte se encuentran dominadas por Cyperaceae (4,7%) quien exhibe máximos valores en las muestras G (10%) y I (8%). En relación a las esporas de helechos (8%), estas presentan un aparente incremento respecto a la zona anterior. Este incremento esta dado principalmente por aumentos puntuales en Polypodiaceae (5,2%; muestras G, J y K 5-10%) y tipo-*Blechnum* (10% para la muestra J). tipo-Ophioglossaceae solo se presenta como traza, y Lycopodiaceae no registra presencia. Granos de polen indeterminados, debido principalmente a su estado de conservación, fueron abundantes en las muestras I y G.

## Discusión

Este trabajo que reconstruye la historia paleoambiental en el área de la Península de Hualpén y, en específico, la relacionada con la microcuenca que alberga el Humedal Laguna Verde (Figura N°2), ofrece nuevos antecedentes para comprender las complejas relaciones entre el clima, la vegetación y la actividad humada durante el Holoceno.

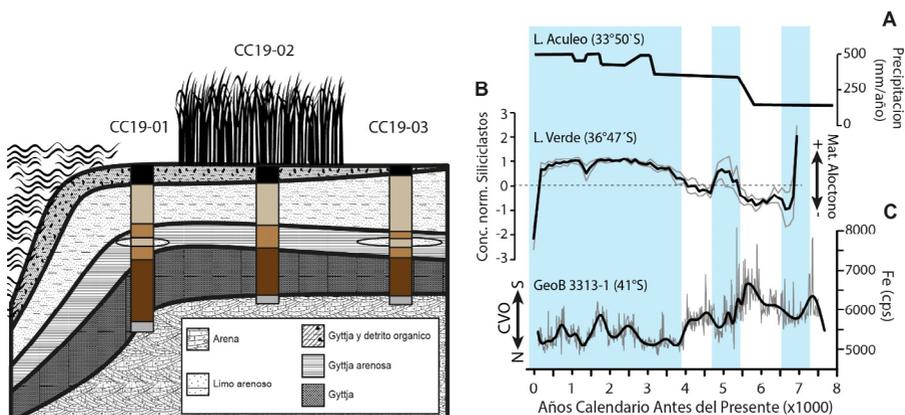
En este contexto, la información obtenida permite inferir que el proceso de formación del actual ecosistema de humedal/lago, se formó en parte debido a un proceso de represamiento por dunas de la pequeña cuenca costera que lo contiene. Esta conjetura se basa en la presencia de arenas negras en las bases de todos los testigos de sedimentos obtenidos en el humedal, y que son similares a las presentes en la playa y desembocadura del Biobío. La máxima penetración en esta unidad se logró con el testigo CC19-01, ubicado en el contacto con el lago, en donde se recuperaron trozos de rocas metamórficas (filitas) desde la base de este y se subyacen a la unidad de arenas. Este mecanismo de represamiento por dunas ha sido propuesto para otros cuerpos de agua presentes en el área, como la Laguna Chica y Grande de San Pedro ubicadas en la ribera opuesta al área de estudio (Montes, Banegas-Medina, Fagel, El Ouahabi, Verleyen, Alvarez, Torrejón, Schmidt, Lepoint, Diaz, Pedreros and Urrutia 2021)(Figura N°2). No obstante, el mecanismo principal detrás de este proceso de represamiento por dunas no está claro, pudiendo estar asociado a cambios en la actividad eólica, formación y transporte de sedimentos hacia la deriva costera, alzamiento tectónico costero, o bien una mezcla de ellas (Isla, Flory, Martínez, Fernández and Jaque 2012; Mardones and Vidal 2001). En el caso del sitio de estudio (i.e. humedal), la edad para la formación de este se asocia a los fechados radiocarbónicos obtenidos desde el contacto entre las arenas basales y la materia orgánica, los cuales pueden ser interpretadas como una edad máxima para el represamiento de la microcuenca o bien como una edad mínima para la formación del humedal. Por lo tanto, una edad ponderada de 6863 años cal AP, basada en dichas edades basales y que son indistinguibles estadísticamente entre ellas, puede ser propuesta. Interesante es el hecho de que una edad obtenida previamente desde la porción sur del humedal (testigo CC18-06, Figura N°2) y casi en contacto con duna, provea una edad de 6440 años cal AP para el contacto entre las arenas basales y la unidad orgánica (Cuadro N°1). Esta edad es ligeramente más joven que las anteriores, pero estadísticamente diferente, aludiendo posiblemente al paulatino proceso de formación y relleno del humedal.

En relación a establecer el potencial mecanismo operando tras el represamiento por la duna y consecuente formación del humedal, es interesante notar que la edad de 6863 años cal AP obtenida para el sitio de estudio, es similar a las obtenidas en otros humedales o lagos de Chile Central, como es el caso de los sitios ubicados en las localidades de Quintero (32°47'S) y Los Vilos (31°50'S) (Maldonado and Villagrán 2002; Maldonado and Villagrán 2006; Villa-Martínez and Villagrán 1997)(Figura N°1). En ambos sitios, la cronología indica una edad en torno a 6000-7000 años cal AP para el comienzo de la sedimentación orgánica, y por lo tanto el desarrollo del ambiente sedimentario y humedal. Esta evidencia pone de manifiesto la presencia de un mecanismo en común tras la génesis de estos humedales, siendo el más plausible el clima. En este contexto, y tal como se indicó en la introducción, múltiples estudios indican que durante el Holoceno Medio (~8000-4000 años cal AP) ocurrió una importante transición climática en Chile Central, la cual marca el paso desde condiciones áridas registradas durante Holoceno Temprano (~11.500-8000 años cal AP) a más húmedas durante el Holoceno Tardío (~4000 años cal AP hasta la actualidad). La anatomía, dirección y cronología de los cambios ocurridos durante esta transición, es ampliamente discutida y forma parte de las interrogantes paleoclimáticas de Chile Central. En el caso del Humedal Laguna Verde, se observa que esta transición toma lugar entre ~6800-4000 años cal AP, periodo en el cual se registra la formación del humedal en torno a 6800 años cal AP, y posteriormente su transformación en un lago alrededor de 4000 años AP. En específico, y como ya se mencionó anteriormente, la presencia de sedimentos altamente orgánicos sobreyaciendo a la unidad basal de arenas es interpretado como el desarrollo de un ambiente sedimentario tipo humedal o bien como suelos saturados en agua. Esta unidad da paso a una con un menor porcentaje de materia orgánica y con una mayor presencia de material lítico fino (arcillas y limos ricos en cuarzo), lo cual es interpretado como la presencia de un ambiente sedimentario tipo lagunar con aporte eólico. La transición entre estas dos unidades o facies, guarda una estrecha correspondencia con el tipo de ambiente sedimentario en el cual fueron extraídas las muestras, observándose que dicha transición es abrupta y compleja en los testigos CC19-01 y CC19-03, mientras que en testigo CC19-02 ocurre de manera casi gradual y unidireccional. De este modo, y utilizando interpolaciones simples y lineales entre las edades radiocarbónicas de los testigos de sedimentos, se puede establecer que en todos los testigos el comienzo en la sedimentación predominantemente de tipo lagunar ocurre en torno a 4000 años cal AP. No obstante, en el caso de los testigos CC19-01 y CC19-03, esta es precedida por la deposición de una facie de iguales características entre ~5400-4700 años cal AP, la cual irrumpe en los sedimentos orgánicos tipo pantano que predominan en dicha porción de la estratigrafía (Figura N°3). La edad máxima para este evento es similar a la obtenida en el testigo CC19-02 (5401 años cal AP) y que marca el comienzo en la transición hacia una facie de sedimentos lacustres (Figura N°3 y 8). Esta anatomía y cronología de cambios, tiene un símil en registros paleoclimáticos Chile Central (*sensu lato*), y que a la vez proveen un marco de referencia óptimo para realizar comparaciones a fin de evitar la argumentación circular. Un ejemplo, es Laguna de Aculeo (33°50'S) en donde la formación del cuerpo de agua habría ocurrido en torno a 7000 años cal AP (Jenny, Valero-Garcés, Villa-Martínez, Urrutia, Geyh and Veit 2002). cal AP (Jenny, Valero-Garcés, Villa-Martínez, Urrutia, Geyh and Veit 2002). En la Figura N°6, se muestra la curva de reconstrucción de las precipitaciones para el área de Laguna de Aculeo basada en múltiples indicadores (e.g. polen, geoquímica, estratigrafía). Se observa que en general los cambios registrados en las precipitaciones en el sector de Aculeo son similares al proceso que se observa en el Humedal Laguna Verde. Esto indica un desplazamiento del Cinturón de Vientos del Oeste (CVO) hacia latitudes más al norte. Esta inferencia, tiene sustento al comparar estos datos con los del testigo marino GeoB 3313-1 obtenido a la latitud de Puerto Montt (41°S). Este, da

cuenta de importantes cambios en la contribución de material lítico fino aloctono rico en Hierro (Fe) asociado al transporte desde los Andes producto de las precipitaciones. Por lo tanto, cambios en la abundancia de estos minerales ricos en Fe en los sedimentos del testigo GeoB 3313-1 son interpretados como variaciones en las precipitaciones en Chile continental, las cuales a su vez se relacionan con la dinámica del CVO (Figura N°6). De este modo, variaciones en la curva de Fe son interpretados en términos de la ubicación espacial del CVO, con valores por sobre la media indicando su localización al sur de la latitud 41°S, mientras que una disminución de estos reflejaría un desplazamiento del CVO al norte de los 41°S (Lamy et al. 2001). En este contexto, se observa que tanto la cronología como la dirección de cambios asociados a la curva de abundancia de Fe registrado del testigo GeoB 3313-1, guarda una similitud con la curva de densidad de siliciclastos de los testigos del Humedal Laguna Verde durante la transición climática del Holoceno Medio (Figura N°8). En concreto, se observa que en torno a 7000-6500 años cal AP se presenta un periodo de incremento en la precipitación al norte de los 41°S, lo cual coincide con la edad de formación de humedal (6800 años cal AP). Así mismo, un segundo periodo de incremento en la precipitación sobre Chile Central se registra entre 5000-4700 años cal AP, lo cual es igualmente coincidente con un aumento en la abundancia de los siliciclastos registrados en el Humedal Laguna Verde entre 5400-4600 años cal AP. Finalmente, un desplazamiento en el CVO hacia su actual posición habría ocurrido a los 4000 años cal AP, edad que es similar a la registrada en el Humedal Laguna Verde en relación a la formación de un cuerpo de agua permanente (lago). Esto último se puede observar en el registro polínico, el cual muestra la predominancia de polen de especies acuáticas durante el mismo tiempo (Figura N°8).

**Figura N°8**

Izquierda. Perfil estratigráfico del Humedal Laguna Verde basado en los testigos sedimentarios obtenidos desde él. Derecha. Comparación de proxys paleoclimáticos ubicados al norte y sur del área de estudio: (A) Reconstrucción de la precipitación en Laguna de Aculeo (33°50`S)(Jenny, Valero-Garcés, Villa-Martínez, Urrutia, Geyh and Veit 2002) y (C) Ubicación del borde norte del Cinturón de Vientos del Oeste (CVO) en base a la concentración de Fe en el testigo GeoB 3313-1 (41°S)(Lamy, Hebbeln, Röhl and Wefer 2001). (B) Curva normalizada del parámetro de concentración de siliciclastos presente en los testigos de sedimentos del Humedal Laguna Verde (36°47`S), el cual es interpretado como un indicador de intensidad de las precipitaciones o vientos en el área de estudio. Las barras celestes indican periodos de mayor humedad asociados a desplazamientos hacia el norte del CVO.



Fuente: Elaboración propia.

En relación al registro polínico y la lluvia de polen actual, se puede indicar que los resultados obtenidos de las muestras de suelo superficial de la microcuenca son consistentes con el ambiente en el cual estas fueron obtenidas, lo cual queda reflejado en el análisis de conglomerados CONISS el cual agrupó las unidades de acuerdo a si correspondían a vegetación abierta y próximas al humedal (Zona LP-1), o bien si correspondían a bosque de vegetación cerrada (Zona LP-2). En general, se observa que la Zona LP-1, abundaron los taxa acuáticos y no arbóreos, además de presentar gran concentración de palinomorfos de especies exóticas. Esto responde positivamente al correlato de las unidades al tomar las muestras, ya que los sitios A, B, C, D, E y F presentaban unidades de juncos, sauces y praderas de inundación cercanas al humedal y en las riberas. La gran deposición de palinomorfos exóticos, sobre todo de *Pinus* sp. y en segundo lugar *Alnus* sp., se condice con el ambiente descrito de vegetación abierta al ser polen anemófilo. En la Zona LP-2, se observa una predominancia del polen arbóreo con una gran correspondencia con el tipo de vegetación dominante para las zonas de muestreo (Cuadro N°2 y Figura N°5). Se destaca que los taxa exóticos no se presentaron en porcentajes tan altos como en la Zona LP-1, lo cual se podría explicar en que, al ser un bosque de vegetación cerrada, la deposición de polen extra-local se encuentra limitada (Fægri and Iversen 1989). En relación con el registro polínico, este indica el desarrollo de ecosistemas de bosque dominados por Myrtaceae y otras especies de bosque durante el Holoceno Tardío (Figura N°4). Se destaca igualmente, una predominancia de especies acuáticas, lo cual apoya la idea del desarrollo de un cuerpo de agua permanente durante dicho periodo. Por el contrario, la ausencia o bien baja concentración de granos de polen en la porción correspondiente al Holoceno Medio, pareciera indicar o bien un pobre desarrollo de la vegetación en área de estudio, o bien condiciones fisicoquímicas asociadas al proceso de diagénesis que afectarían la conservación de los granos de polen en el registro sedimentario. En este contexto, es destacable que la mayoría de los registros polínicos de Chile Central registren la ausencia o bien baja concentración de palinomorfos durante este periodo (Figura N°1). Esto sugiere la presencia de un mecanismo en común operando en este fenómeno, siendo posiblemente las condiciones de extrema aridez registradas durante el Holoceno Medio las responsables en la deficiente conservación de los palinomorfos en los registros sedimentarios (Villa-Martínez et al. 2003). Esta suerte de sesgo o limitación del método palinológico, nos impulsa a tratar con otras técnicas a fin de reconstruir la vegetación terrestre, siendo el uso de técnicas de ADN sedimentario una alternativa para abordar el desafío de reconstruir la historia paleoambiental de los ecosistemas terrestres de Chile Central durante el Holoceno. Por último, la aparición de polen exótico (i.e. *Pinus*) en el registro palinológico (Figura N°5), así como un concomitante cambio en las facies en todos los testigos de sedimentos se registra en torno a 100 años cal (1850AD) (Figura N°3). Esto da cuenta de una importante transformación en el paisaje vegetal en el área de estudio señalando el desarrollo de las plantaciones de especies exóticas y consecuente cambio en el uso de suelo en el área, lo cual a su vez se ve reflejado en el registro sedimentario en función a los cambios generados en los procesos de producción y transporte de sedimentos hacia el humedal. En concreto, archivos históricos indican que en 1881AD había plantaciones de pino (*Pinus* sp) en las quintas y cerros inmediatos a Concepción, así como también en la desembocadura del río Biobío (Vargas et al. 2017). Otros trabajos indican que además el área de estudio fue ampliamente utilizada por sociedades precolombinas y en particular por el comunidades Mapuches (Torrejón and Cisternas 2002). Registros polínicos provenientes del área de Purén-Lumaco (38°S;73°O) indican una extensa ocupación del territorio por parte de comunidades Mapuches, las cuales desarrollaron una agricultura basada en el cultivo de maíz (*Zea mays*), quínoa (*Chenopodium quinoa*) y madi (*Madia sativa*) (Abarzúa et al. 2014). Para el caso del registro polínico analizado en este estudio, no se

evidencia la presencia de estas especies asociadas a la agricultura indígena. Una posibilidad es que el área si bien pudo haber sido ocupada por comunidades Mapuches los cultivos fueron muy pequeños lo que no generó una señal polínica susceptible de ser capturada. Esta inferencia se basa principalmente en estudios de lluvia polínica que indican la sub-representación del polen de maíz en los registros polínicos (Abarzúa, Pinchicura, Jarpa, Martel-Cea, Sterken, Vega and Pino Q. 2014; Lane et al. 2010). En concreto, los estudios indican que la señal polínica es detectable de manera efectiva solamente en las cercanías de los cultivos (<300m), lo cual sumado con la ya mencionada mala conservación de los granos en el registro sedimentario estudiado, podría ser aducida como una explicación para la ausencia de este taxa en el perfil polínico. No obstante, creemos que, al margen de la ausencia de este indicador de actividad humana, los resultados son claros al indicar que la magnitud del impacto de las actividades antrópicas recientes en los ecosistemas terrestres presentes en el área de estudio es, al ser comparadas con el periodo previo estas, un claro ejemplo de un potencial marcador estratigráfico para definir el Antropoceno/Capitoloceno en la región.

## Conclusiones

Los resultados de este estudio proveen información relevante respecto no solo a la dirección y cronología de los cambios ambientales ocurridos durante el periodo del Holoceno Medio a Tardío en un sector costero de Chile Central Sur. Además, ponen en valor la historia contenida en el registro sedimentario del Humedal de Laguna Verde, y lo posiciona como un nuevo sitio de estudio para desarrollar estudios paleoambientales en la región. En este contexto, los antecedentes proporcionados por este trabajo evidencian la relación existente entre la variable climática asociada a dinámica del CVO durante el Holoceno y la subsecuente respuesta del humedal-cuenca. De este modo, cambios en las facies del registro sedimentario, así como en el registro polínico son evidentes al indicar que la transición climática del Holoceno Medio es compleja y sitio dependiente. No obstante, es posible identificar eventos particulares y que presentan un correlato con otros registros paleoclimáticos disponibles para Chile Central, indicando potenciales precursores o tipping-points operando en dicha transición. Por lo tanto, la obtención de muestras sedimentarias desde el lago adyacente al humedal estudiado surge como un paso natural en la búsqueda de estas respuestas. Lo anterior, considerando su naturaleza como un ambiente sedimentario mucho más sensible a registrar cambios en la cuenca. Así mismo, y como un desafío, surge la necesidad de incorporar nuevas técnicas como el análisis de ADN sedimentario, a fin reconstruir la estructura y la composición de la vegetación.

## Agradecimientos

Los autores agradecen el apoyo financiero por parte del proyecto ANID/FONDECYT/Iniciación 11170566. Agradecemos enormemente al Dr. Alfredo Saldaña del Depto. de Botánica de la Universidad de Concepción (UdeC) por facilitar y gestionar el ingreso al "Parque Botánico de Hualpén y la Estación de Biología Terrestre de Hualpén", y en especial a su guardaparque Don Ricardo Leon (UdeC) por el apoyo y logística en el trabajo en terreno. Finalmente quisiéramos agradecer a Cristian Jorquera, Felipe Hidalgo, Cristian Jorquera y Yael Aguirre por su ayuda en el trabajo de terreno y laboratorio.

## Referencias bibliográficas

ABARZÚA, A. M., A. G. PINCHICURA, L. JARPA, A. MARTEL-CEA, et al. Environmental Responses to Climatic and Cultural Changes. In *The Teleoscopic Polity: Andean Patriarchy and Materiality*. Cham: Springer International Publishing, 2014, p. 123-141.

ALANIZ, A. J., A. M. ABARZÚA, A. MARTEL-CEA, L. JARPA, et al. Linking sedimentological and spatial analysis to assess the impact of the forestry industry on soil loss: The case of Lanalhue Basin, Chile. *Catena*, 2021, 207.

FÆGRI, K. AND J. IVERSEN *Textbook of pollen analysis*. Edtion ed. London, United Kindgdom: John Wiley & Sons Ld, 1989. 327 p.

FRUGONE-ÁLVAREZ, M., C. LATORRE, S. GIRALT, J. POLANCO-MARTÍNEZ, et al. A 7000-year high-resolution lake sediment record from coastal central Chile (Lago Vichuquén, 34° S): implications for past sea level and environmental variability. *Journal of Quaternary Science*, 2017.

GARREAUD, R. D., M. VUILLE, R. COMPAGNUCCI AND J. MARENGO Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2009, 281(3-4), 180-195.

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

HEUSSER, C. J. *Pollen and spores of Chile, Modern types of the Pteridophyta, Gymnospermae, and Angiospermae*. Edtion ed. USA, 1971. 176 pages p.

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

HOGG, A. G., T. J. HEATON, Q. HUA, J. G. PALMER, et al. SHCal20 Southern Hemisphere calibration, 0–55,000 years cal BP 2020, 62(4), 759-778.

ISLA, F. I., J. Q. FLORY, C. MARTÍNEZ, A. FERNÁNDEZ, et al. The Evolution of the Bío Bío Delta and the Coastal Plains of the Arauco Gulf, Bío Bío Region: the Holocene Sea-Level Curve of Chile. *Journal of Coastal Research*, 2012, 279, 102-111.

JENNY, B., B. L. VALERO-GARCÉS, R. VILLA-MARTÍNEZ, R. URRUTIA, et al. Early to Mid-Holocene Aridity in Central Chile and the Southern Westerlies: The Laguna Aculeo Record (34°S). *Quaternary Research*, 2002, 58(2), 160-170.

LAMY, F., D. HEBBELN, U. RÖHL AND G. WEFER Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, 185, 369-382.

LAMY, F., R. KILIAN, H. A. ARZ, J. P. FRANCOIS, et al. Holocene changes in the position and intensity of the southern westerly wind belt. *Nature Geoscience*, 2010, 3, 695-699.

LANE, C. S., K. E. CUMMINGS AND J. CLARK Maize pollen deposition in modern lake sediments: A case study from Northeastern Wisconsin. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 2010, 159(3-4), 177-187.

LATORRE, C., P. I. MORENO, G. VARGAS, A. MALDONADO, et al. Late Quaternary environments and paleoclimate. In W. GIBBONS AND T. MORENO eds. *The Geology of Chile*. London: London Geological Society Press, 2007.

MALDONADO, A. AND C. VILLAGRÁN Paleoenvironmental changes in the semiarid coast of Chile (~ 32 S) during the last 6200 cal years inferred from a swamp-forest pollen record. *Quaternary Research*, 2002, 58(2), 130-138.

MALDONADO, A. AND C. VILLAGRÁN Climate variability over the last 9900 cal yr BP from a swamp forest pollen record along the semiarid coast of Chile. *Quaternary Research*, 2006, 66(2), 246-258.

MARDONES, M. AND C. VIDAL La zonificación y evaluación de los riesgos naturales de tipo geomorfológico: un instrumento para la planificación urbana en la ciudad de Concepción. *EURE (Santiago)*, 2001, 27(81).

MONTES, I.-Y., A. BANEGAS-MEDINA, N. FAGEL, M. EL OUAHABI, et al. Late Holocene Paleoenvironmental Evolution of Two Coastal Lakes in Mediterranean Chile and Its Implications for Conservation Planning. *Applied Sciences*, 2021, 11(8).

MORENO-CHACÓN, M., D. MARDONES, N. VIVEROS, K. MADRIAZA, et al. Flora vascular de un remanente de bosque esclerófilo mediterráneo costero: Estación de Biología Terrestre de Hualpén, Región del Biobío, Chile 2018, 75(1), 466-481.

PEÑA, F. Geomorfología de la ribera norte del río Biobío en su curso inferior. Limitaciones y potencialidades del área. *Revista de Geografía Norte Grande*, 1995, (22), 27-33.

SARRICOLEA, P., M. HERRERA-OSSANDON AND Ó. MESEGUER-RUIZ Climatic regionalisation of continental Chile. *Journal of Maps*, 2016, 13(2), 66-73.

SERNAGEOMIN. Mapa Geológico de Chile. In. Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería, 1982.

STEFER, S., J. MOERNAUT, D. MELNICK, H. P. ECHTLER, et al. Forearc uplift rates deduced from sediment cores of two coastal lakes in south-central Chile. *Tectonophysics*, 2010, 495(1-2), 129-143.

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

TORREJÓN, F. AND M. CISTERNAS Alteraciones del paisaje ecológico araucano por la asimilación mapuche de la agroganadería hispano-mediterránea (siglos XVI y XVII). *Revista Chilena de Historia Natural*, 2002, 75(4), 729-736.

VALERO-GARCÉS, B. L., B. JENNY, M. RONDANELLI, A. DELGADO-HUERTAS, et al. Palaeohydrology of Laguna de Tagua Tagua (34 30' S) and moisture fluctuations in Central Chile for the last 46 000 yr 2005, 20(7-8), 625-641.

VARGAS, P., F. TORREJÓN, A. PAUCHARD AND R. URRUTIA Rápido movimiento de plantas exóticas en la zona central de Chile: Una reconstrucción a través de evidencia histórica y palinológica. Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica, 2017, 52(1), 121-140.

VILLA-MARTÍNEZ, R. AND C. VILLAGRÁN Historia de la vegetación de bosques pantanosos de la costa de Chile central durante el Holoceno medio y tardío. Revista Chilena de Historia Natural, 1997, 70(3), 391-401.

VILLA-MARTÍNEZ, R., C. VILLAGRÁN AND B. J. Q. R. JENNY The last 7500 cal yr BP of westerly rainfall in Central Chile inferred from a high-resolution pollen record from Laguna Aculeo (34 S) 2003, 60(3), 284-293.

VILLAGRÁN, C. *Vegetationsgeschichte und pflanzensoziologische Untersuchungen im Vicente Perez Rosales Nationalpark (Chile)*. edited by D. BOTANICAE. Edition ed., 1980. 165 p.

VILLAGRÁN, C. Una interpretación climática del registro palinológico del último ciclo glacial-post-glacial en Sudamérica. Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines, 1993, 22, 243-258.

VILLAGRÁN, C. Quaternary history of the Mediterranean vegetation of Chile. In M.T.K. ARROYO, P.H. ZEDLER AND M.D. FOX eds. *Ecology and biogeography of Mediterranean ecosystem in Chile, California and Australia*. 1995a, vol. 108, p. 3-20.

VILLAGRÁN, C. M. Quaternary history of the Mediterranean vegetation of Chile. In *Ecology and biogeography of Mediterranean ecosystems in Chile, California, and Australia*. Springer, 1995b, p. 3-20.