

UCH-FC
DOC-EDE
M 244
C.1

**CAMBIOS VEGETACIONALES Y CLIMÁTICOS EN CHILE DURANTE EL
HOLOCENO: ANALISIS DE POLEN FOSIL EN EL EXTREMO NORTE DEL
CINTURON DE VIENTOS DEL OESTE**

Antonio Maldonado C.

Tesis

Entregada a la

Universidad de Chile

En cumplimiento parcial de los requisitos

para optar al grado de

Doctor en Ciencias con mención en Ecología y Biología Evolutiva

Facultad de Ciencias

por

Antonio Javier Maldonado Castro

Junio, 2004

Directora de Tesis Dra. Carolina Villagán M.



FACULTAD DE CIENCIAS

UNIVERSIDAD DE CHILE

INFORME DE APROBACIÓN

TESIS DE DOCTORADO

Se informa a la Escuela de Postgrado de la Facultad de Ciencias que la Tesis de Doctorado presentada por el candidato.

ANTONIO JAVIER MALDONADO CASTRO

Ha sido aprobada por la Comisión de Evaluación de la tesis como requisito para optar al grado de Doctor en Ciencias con mención en Biología, en el examen de Defensa de Tesis rendido el día 15, de Junio de 2004-06-09

Directora de Tesis:

Dra. Carolina Villagrán

Comisión de Evaluación de la Tesis

Dr. Patricio Aceituno

Dr. Juan Armesto

Dr. Donald Jackson

Dr. Patricio Moreno


.....


.....


.....


.....


.....



Esta tesis la quiero dedicar a mi familia, desde mi Abuela Elena, mis padres quienes nunca han dejado de apoyarme, mis hermanos, mi Claudia, hasta mis hijas Constanza Violeta y Sofia Elena.





AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a toda la gente que de alguna u otra manera han participado del desarrollo de esta tesis, en primer lugar a los palinólogos del laboratorio de Palinología de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Chile, ya que de cada uno de ellos he aprendido distintas maneras de enfocar los problemas de la disciplina, en particular a Rodrigo Villa quien durante los primeros años de mi estadía en el laboratorio, siempre mostró una excelente voluntad para apoyarme, a Carolina Villagrán quien me llevó por los caminos de la fitogeografía y la palinología, y a Patricio Moreno, con quien tuve enriquecedoras jornadas de discusión tanto en el laboratorio como en terreno. Quiero agradecer enormemente también a Julio Betancourt por haberme mostrado el mundo de las paleomadrigueras y haberme insistido para que trabajara con ellas.

Hay muchas otras personas a quien agradecer y posiblemente me éste olvidando de alguna, a Gina Arancio por su buena voluntad para ayudarme en la determinación de las plantas. A Claudia Hernández, Any León, Anita Abarzua, Carolina Soto, Claudio Latorre, Jean Pierre Francois, Nelida Pohl por su ayuda y compañía en terreno. A Donald Jackson por el entusiasmo y apoyo demostrado en mi trabajo de doctorado. A Ek del Val por su amistad y ayuda incondicional.

También agradezco el apoyo financiero otorgado por Conicyt, a través de una Beca de Doctorado, una Beca de Apoyo a la Realización de Tesis Doctoral y a una Beca de Terminación de Tesis, Proyecto PG/01/02 de la Universidad de Chile, Fondecyt N°1030585 y en la etapa final de mi doctorado al Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas (CEAZA).

INDICE DE MATERIAS



Introducción General y Planteamiento del Problema.....	1
Objetivos Generales.....	9
Objetivos Específicos.....	9
Hipótesis.....	11
Metodología de Trabajo.....	13
Bibliografía.....	15
Capítulo 1: Cambios paleoambientales en la costa semiárida de Chile (~32°S)	
durante los últimos 6200 años calendario inferidos de un registro	
polínico de bosque pantanoso.	
Resumen.....	22
Introducción.....	23
Area de Estudio.....	25
Materiales y Métodos.....	28
Resultados	
Perfil Ñague I.....	32
Perfil Ñague III.....	34
Discusión.....	37
Correlaciones Regionales.....	41
Conclusiones.....	44
Agradecimientos.....	46

Bibliografía.....	47
Capítulo 2: 9.500 años cal. de registro paleoclimático en la costa del Norte Chico de Chile: análisis de polen en el bosque pantanoso Palo Colorado (32°04'S).	
Resumen.....	51
Introducción.....	54
Area de Estudio.....	58
Métodos.....	60
Resultados	
Estratigrafía y Cronología.....	63
Diagrama de Porcentajes Polínicos.....	64
Diagrama de Influjo Polínico.....	68
Discusión	
Interpretación Paleoclimática.....	73
Correlaciones Locales.....	75
Correlaciones Regionales.....	76
Conclusiones.....	82
Agradecimientos.....	84
Bibliografía.....	85
Capítulo 3: Relación entre los sistemas de vientos del oeste y del este durante los últimos >52.000 años en la zona de máxima penetración altitudinal del desierto de Atacama en Chile (25°30' S): análisis de polen fósil en paleomadrigueras de roedores	

Resumen	91
Introducción	93
Area de Estudio	99
Métodos	104
Discriminación de las Fuentes de Humedad	106
Paleomadrigueras como Indicadores Climáticos	107
Resultados	
Lluvia de Polen Actual	111
Polen Fósil de Madrigueras	
Registro Chaco I	114
Registro Chaco II	116
Registro Chaco III	118
Relación Polen Atmosférico Actual y Polen Fósil	120
Discusión	
Correlaciones Regionales e Interpretación Paleoclimática	127
Conclusiones	139
Agradecimientos	142
Bibliografía	143

Capítulo 4: Interpretación climática del Holoceno de Chile: análogos actuales y correlación de evidencias paleoambientales.

Resumen	155
Sistema Climático Actual	158
Hipótesis Paleoclimática	158



Evidencias Paleoclimáticas.....	160
Norte Grande.....	160
Norte Chico y Chile Central.....	160
Región de los Lagos.....	163
Región de los Canales.....	166
Magallanes y Tierra del Fuego.....	168
Análogos Climáticos Actuales.....	173
Viento Zonal para los Años Extremos (secos-húmedos) del Norte Chico.....	175
Anomalías Térmicas y Pluviometría Regional.....	185
Modelo Climático para el Holoceno.....	190
Conclusiones.....	198
Bibliografía.....	202
Conclusiones Generales.....	210



LISTA DE SIMBOLOS Y ABREVIATURAS

UMG: Último máximo glacial

CVO: Cinturón de vientos del oeste

ENOS: El Niño - Oscilación del sur

CONISS: Constrained Incremental Sum of Squares

AMS: Accelerator mass spectrometer

Años ^{14}C AP: Años radiocarbónicos antes del presente

Años AP: Años calendario antes del presente

m.s.n.m.: Metros sobre el nivel del mar

hPa: Hectopascal

EIM: Estadío Isotópico Marino



RESUMEN

En Chile las precipitaciones están controladas por dos grandes sistemas climáticos, en el extremo norte del país el cinturón de vientos alisios o del este, que aporta lluvias estivales al sector altiplánico del país, y en Chile central y sur, el cinturón de vientos del oeste, el cual es responsable de las precipitaciones desde el extremo sur del país hasta la zona semiárida de Chile. A partir de los 41° el flujo de los vientos del oeste está modulado por la presencia del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur, el cual presenta un ciclo anual de desplazamiento latitudinal que determina la presencia de lluvias principalmente invernales y en forma decreciente hacia el norte de los 38° S.

Profundos cambios en la vegetación y el clima durante el último ciclo Glacial – Postglacial han sido inferidos, a través de estudios palinológicos y de otros *proxy-data*, en la zona bajo la influencia del cinturón de vientos del oeste. Estos estudios se han focalizado en el Último Máximo Glacial y Tardiglacial (durante el lapso 29.000 a 10.000 años), principalmente en las Regiones de los Lagos y Magallanes. Como una manera de contribuir al entendimiento del paleoclima de Chile esta tesis se ha centrado en establecer las variaciones climáticas en la porción norte de influencia del cinturón de vientos del oeste durante el Holoceno. Así, este trabajo consta de dos análisis palinológicos en la zona del Norte Chico (~32° S) y un análisis palinológico en la zona más boreal influenciada por el cinturón de vientos del oeste (~25° S). Adicionalmente se analiza el componente zonal del viento entre 20 y 55° S, variable utilizada como análogo actual para interpretar los principales patrones climáticos inferidos a partir del registro fósil.

Los registros de polen y sedimentos en bosques pantanosos en la zona del Norte Chico, en torno a los 32° S, muestran secuencias palinológicas que comienzan en torno a los 9500 años AP. en el registro de Palo Colorado (32°05' S) y a los 6200 años AP. en Ñague (31°50' S). El registro de Palo Colorado comienza con el dominio polínico de Mirtáceas, indicadores de presencia de bosque pantanoso, entre ~9800 y ~8830 años AP. sugiriendo condiciones climáticas húmedas. Después de esta fecha el bosque es sustituido por matorral semiárido y, posteriormente, por sedimentos sin contenido polínico, hecho que sugiere la existencia de una fase extremadamente árida que se habría mantenido hasta ~5300 años AP. A partir de esta fecha se observa la recuperación del bosque pantanoso, probablemente en concomitancia con un aumento de las lluvias en la región. Entre 3.300 y 2.000 años AP. se registra una nueva disminución de los indicadores de humedad. A partir de ~2.000 años AP, se observa un notable incremento de los valores de frecuencias e influjo polínico de todos los taxa, probablemente en concordancia con condiciones nuevamente húmedas en el área.

En concordancia con el registro Ñague, el registro palinológico de Ñague muestra condiciones relativamente secas, con dominio polínico de taxa de matorral entre 6.200 y 4.200 años AP. A partir de esta última fecha, la instauración del bosque sugiere condiciones más húmedas, las que llegan a su máximo en torno a los 3.200 años AP. Posteriormente, se registra una fase interpretada como árida con disminución de indicadores de bosque entre 1.800 y 1.300 años AP., para luego retornar a condiciones de mayor humedad hasta el presente.

Por otro lado, el registro polínico de Quebrada del Chaco (25°30' S), situado en la zona de máxima penetración altitudinal del desierto de Atacama y en la cual llegan las

últimas lluvias invernales de fuente Oeste, muestra para la mayor parte del Holoceno condiciones áridas con indicadores casi exclusivamente de vegetación azonal. Sólo a partir de 14.00 años AP, se registra en este sitio la reaparición de indicadores polínicos de vegetación zonal, sugiriendo aumento de humedad, posiblemente de fuente extratropical y asociada al cinturón de vientos del oeste. Esta secuencia se extiende hasta más de 50.000 años ^{14}C AP., y registra la interacción pasada de los cinturones climáticos del oeste y del este. Del registro de Quebrada del Chaco y su comparación con la literatura disponible se ha inferido mayor humedad que la actual, proveniente del sistema de vientos del oeste a los >52.000 años ^{14}C AP, 40.000 – 33.000 años ^{14}C AP y entre 25.000 – 17.000 años AP. Entre 17.000 y 14.000 años AP., destaca también un periodo con mayor humedad que la actual, la que ha sido asociada a un aporte tanto del cinturón de vientos del este como del oeste. Posteriormente, la influencia del cinturón de vientos del oeste desaparece en la zona, manteniéndose sin embargo condiciones húmedas, provenientes exclusivamente de fuente amazónica, hasta 11.000 años AP.

De los tres registros palinológicos analizados en esta tesis se puede inferir el siguiente escenario paleoclimático para el Holoceno de la zona norte chilena dominada por el cinturón de vientos del oeste. Condiciones climáticas húmedas son inferidas a comienzos del Holoceno en la zona del Norte Chico, las cuales no fueron lo suficientemente fuertes como para influenciar el área más boreal estudiada en Quebrada Chaco. Posteriormente se registra un lapso dominado por condiciones extremadamente áridas, las cuales fueron disminuyendo paulatinamente a partir de 6.200 años AP, llegando a condiciones de máxima humedad en torno a los 3.200 años AP. Una reversión en las condiciones de humedad culmina a los 2.000 años AP. en Palo Colorado y a los 1.300 años AP, en Ñague. En ambos registros, como asimismo en Quebrada del Chaco, a partir

de los 1.400 años AP, se infieren condiciones más húmedas, sugiriendo que entre esta fecha y tiempos subactuales (~500 años AP) se dio el lapso en el cual la influencia del cinturón de vientos del oeste llegó hasta más al norte durante todo el Holoceno.

Estos resultados obtenidos para el área norte de influencia de los vientos del oeste, junto a la revisión de otros antecedentes paleoclimáticos publicado a lo largo de la zona influenciada por este cinturón climático en Chile, y considerando los análogos climáticos actuales analizados, sugieren para el Holoceno temprano (~11.000-9.000 años AP) una posición de los vientos del oeste, en la atmósfera media, desplazada hacia el norte de su posición media (~27 - 43° S).

Durante el Holoceno temprano a medio (~9.000-7.000 años AP) una posición de los vientos del oeste, en la atmósfera media, concentrada en el sur del continente (~43 - 55° S), en conjunto con una corriente en chorro subtropical en la atmósfera alta relativamente debilitada.

Durante el Holoceno medio (~7.000-4.000 años AP) se ha inferido una situación con un mayor contraste estacional entre verano e invierno, con un desplazamiento más hacia el sur del anticiclón subtropical durante el verano, es decir una mayor influencia mediterránea en la Región de los Canales (~44 - 49° S).

Durante el Holoceno tardío (~4.000-500 años AP) se infieren condiciones semejantes a las actuales con variaciones menores en el borde norte del cinturón de vientos del oeste, como por ejemplo una intensificación de este sistema entre los 1.400 años AP. y tiempos subactuales.

ABSTRACT

In Chile the precipitation is controlled by two large systems. In the North the easterly wind belt brings aestival rain to the high Andean plateau while Central and Southern Chile get rain by the westerly wind belt. From 41° S the wind flux is controlled by the South Pacific Subtropical Anticyclone that has an annual cycle of latitudinal movement determining decreasing winter rains from the North towards the 38° S.

Large vegetational and climatic changes have been inferred through palynological studies and other *proxy-data* for the zone under the westerly wind belt influence during the last Glacial-Postglacial cycle. Nevertheless these studies have focused in the Last Glacial Maximum and Tardiglacial, particularly at the "Los Lagos" and "Magallanes" Regions. In order to get a better understanding of Chilean Paleoclimate this thesis proposes to establish the climatic variations in the Northern influence zone of the westerly wind belt during the Holocene. This thesis consists in two palynological analyses from Norte Chico (~32° S) and one palynological study from the Northern most zone influenced by the westerly wind belt (~25° S). Additionally I analysed the wind zonal component between 20 and 55° S as a present climatic analogue in order to interpret the principal climatic patterns inferred from the fossil record.

The cores obtained from the swamp forest in the Norte Chico (~32° S) showed sequences beginning around 9500 years BP. for Palo Colorado (32°05' S) and 6200 years BP. for Ñague (31°50' S). At Palo Colorado the record starts with a pollinic dominance of Mirtaceae indicating a forest presence between ~9800 y ~8830 years BP. implying humid climatic conditions. Subsequently I found a substitution with a semiarid scrub followed by

sediments without pollen suggesting an extremely arid phase maintained until ~5300 years BP. From that date onwards I observe a recuperation of the swamp forest, with a probable increase in the region's humidity. Between 3300 and 2000 years BP. there is a new decrease in humidity. Since ~2000 years BP. the record shows a remarkable increase in the frequency values and pollinic influence from all taxa, probably implying new wetter conditions for the area.

Accordingly, the Ñague palynological record shows relatively dry conditions with a pollinic dominance of scrub taxa between 6200 and 4200 years BP. Since that date forest taxa indicate more humid conditions arriving to a maximum around 3200 years BP. Afterwards I found an arid phase with a decrease in forest indicators between 1800 and 1300 years BP.

In the other hand the pollinic record from Quebrada del Chaco (25°30' S), located at the maximum altitudinal penetration of the Atacama desert that received winter rains from the west, shows for most of the Holocene arid conditions with indicators of azonal vegetation. Only from 1400 years BP. the zonal vegetation re-appears suggesting an increase in humidity, probably from an extra tropical source. Additionally this sequence extends until 50.000 years ¹⁴C BP and registers the interaction between westerly and easterly climatic belts. From this record and the available literature I inferred greater humidity than today caused by the westerly belt wind system at >52.000, 40.000 – 33.000 years ¹⁴C BP., 25.000 – 17.000 years BP. Between 17.000 – 14.000 years BP there is another period of greater humidity than present caused by the westerly and easterly wind belts acting together. Subsequently the westerly wind belt influence disappears in the

record but the humid conditions are maintained by the easterly winds until 11.000 years BP.

From the three palynological records analysed in this thesis we can infer the following paleoclimatic scenario for the northern region influenced by the westerly wind belt. During Early Holocene there were local humid conditions at Norte Chico that did not reach the northern most area studied, followed by a period of extreme arid conditions that start to diminish around 6200 years BP reaching a period of greatest humidity around 3200 years BP. After that there is a reversion in the humidity conditions reaching the driest point at 2000 years BP. in Palo Colorado and 1300 years BP in Ñague. Accordingly in Quebrada del Chaco I inferred greater humid conditions from 1400 years BP onwards, suggesting a period when the westerly wind belt attained the northern most influence during the Holocene.

The results obtained from the northern area influenced by the westerly winds along with the other paleoclimatic published antecedents and the present climatic analogues suggest that the westerly wind belt was situated in the middle atmosphere displaced to the North from its middle position ($\sim 27 - 43^\circ$ S) during Early Holocene.

Between Early and Middle Holocene the westerly wind belt was situated in the middle atmosphere concentrated to the South of the continent ($\sim 43 - 55^\circ$ S) along with a subtropical jet stream located in the high atmosphere relatively weakened.

During Middle Holocene I inferred a situation with greater seasonal contrasts between summer and winter. The subtropical anticyclone was displaced to the south during the summer increasing his influence in the Region de los Canales.

Finally during Late Holocene the conditions were similar to present, with small variations in the Northern part of the westerly wind influence region, for example the intensification of the wind system between 1400 years BP. and recent times.

INTRODUCCIÓN GENERAL Y PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Uno de los rasgos climáticos más notables de Chile es la fuerte zonación latitudinal y altitudinal en las precipitaciones. A excepción de las lluvias del sector altiplánico del extremo norte del territorio, casi todas las precipitaciones en el país tienen su origen en la banda circumpolar de sistemas migratorios o cinturón de vientos del oeste de las latitudes templadas (CVO). Como su nombre lo indica, el CVO corresponde a un flujo atmosférico constante proveniente del oeste, cuyo centro intercepta el continente cerca del Golfo de Penas (47° S), expandiendo su influencia austral más allá del extremo sur del continente. Por el norte, el CVO ejerce influencia en forma decreciente hasta cerca de los 27° S, correspondiendo los últimos registros instrumentales de lluvias de invierno a la estación climática de Potrerillos ($26^{\circ} 30'$ S), con promedio anuales de apenas 52 mm (Hajek & Di Castri 1975). Además de las lluvias frontales originadas por el CVO, otro mecanismo generador de lluvias no asociadas a frentes en Chile central corresponde a los procesos denominados "bajas segregadas" (*cutoff cyclones*, Pizarro et al 2000). Sin embargo, el aporte de precipitaciones debido a este mecanismo es bastante bajo. Entre los 26° y 30° de latitud sur, las bajas segregadas dan cuenta de algo más del 10% del monto total de precipitaciones de esta región (Pizarro et al 2000).

Desde los 41° S hacia el norte, la influencia del cinturón de vientos del oeste está modulada por la presencia del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur (ASPS), el cual tiene un ciclo anual de desplazamiento latitudinal que determina una marcada estacionalidad de las lluvias en Chile central. En verano, el ASPS sitúa su centro a una

latitud cercana a los 33° S, extendiendo su área de influencia hasta Chiloé (41-43° S); en contraste, el ASPS se sitúa a una latitud de alrededor de 25° S, en invierno, extendiendo su dominio austral hasta los 35° S. Este último hecho determina una penetración decreciente de los frentes migratorios al norte de esta latitud, con sistemas frontales sólo ocasionalmente penetrando al norte de los 30° S y rara vez llegando hasta los 27° S y posibilitando así la existencia de una zona climática caracterizada por sequías invernales episódicas en Chile Central, entre 30° y 34° S (Van Husen 1967, Romero 1985). En general, al norte de los 31° S, el ASPS elimina cualquier traza de los vientos del oeste en los niveles bajos, persistiendo solo en los altos niveles atmosféricos (Miller 1976).

Así, la interacción de todos estos factores determina que el tercio norte del país corresponda a uno de los territorios más áridos del planeta, un efecto de la presencia constante del ASPS, vigorizado por la surgencia de aguas frías de la Corriente de Humboldt y el efecto de sombra de lluvias ejercido por la Cordillera de los Andes, que impide la penetración de las masas de aire de fuente este. En contraste, el tercio austral del país corresponde a uno de los sectores extratropicales más húmedos del planeta debido a la influencia del CVO durante todo el año, intensificados en la vertiente occidental de los Andes por el efecto orográfico (Miller 1976). La transición climática correspondiente a Chile Central se caracteriza por un clima mediterráneo con lluvias invernales regulares y episódicas, de acuerdo al ciclo anual de despazamiento del ASPS y, por ende, influencia estacional de la acción de los frentes procedentes del CVO.

Adicionalmente, las zonas central y norte de Chile están sujetas a fuertes variaciones climáticas de carácter interanual. Sin duda, la más destacada variabilidad corresponde a aquella asociada al fenómeno de la Oscilación del Sur (OS), con cambios

pluviométricos de frecuencia irregular y una recurrencia de 3 a 6 años (Trenberth 1976). Como se dijo, los cambios de la OS se reflejan en anomalías pluviométricas extremas en las zonas central y norte de Chile. La fase positiva de la OS, caracterizada por un aumento de la diferencia de presiones a ambos lados de la cuenca pacífica ecuatorial, y asociada en muchos casos a eventos llamados La Niña, se expresa en años anormalmente secos y fríos en Chile central y Norte Chico, producto de la vigorización de los vientos alisios e intensificación del ASPS y de la surgencia de aguas profundas, determinando de esta manera una disminución de la temperatura superficial del mar. En contraste, la fase negativa de la OS, asociada en los eventos extremos al fenómeno local conocido como El Niño, se caracteriza por períodos extremadamente lluviosos y cálidos en estas mismas regiones, características causadas por el aumento de la presión a nivel del mar en Oceanía y disminución de la misma en el sector este del Pacífico tropical y subtropical (costa de América central y sur), con el concomitante debilitamiento de los vientos alisios y, en los casos más extremos, inversión de la dirección de éstos, además de una disminución de la surgencia de aguas profundas en el Pacífico ecuatorial oriental y aumento de la temperatura superficial del mar en esta misma región (Aceituno et al 1993, Aceituno 1988, 1990). Este escenario en el océano se asocia a condiciones atmosféricas caracterizadas por un aumento de la temperatura del aire, aumento de precipitaciones provenientes del cinturón de vientos del oeste y acumulación de nieve en la alta cordillera en Chile central y Norte Chico (entre 30-35° S principalmente). Adicionalmente, estudios recientes muestran correlaciones entre eventos El Niño y anomalías negativas de las precipitaciones de verano en la zona comprendida entre 38-41° S (Montecinos & Aceituno 2003).

A una escala temporal más amplia, los estudios paleoclimáticos han mostrado profundos cambios de los sistemas climáticos durante el Cuaternario tardío. En la zona de influencia de los vientos del oeste en Chile, los cambios climáticos mejor estudiados corresponden a los ocurridos durante la última glaciación llamada Llanquihue y han sido ampliamente documentados en estudios centrados en disciplinas como la palinología y geología glacial, principalmente en la Región de los Lagos y, en menor grado, en la región de Magallanes de Chile. En esta escala temporal, los cambios más dramáticos han ocurrido durante el Llanquihue tardío correspondiente al estadio isotópico 2, específicamente durante el Último Máximo Glacial (UMG, entre 29.400 y 14.500 años ^{14}C A.P., con máximos avances a los 29.400, 26.800, 22.300-22.600 y 14.500-14.900 años ^{14}C A.P.; Denton et al 1999). Las inferencias paleoclimáticas postuladas para una amplia región geográfica chilena son consistentes con una hipótesis, propuesta teóricamente por Caviedes en 1972, la cual propone una intensificación y desplazamiento latitudinal hacia el norte del cinturón de vientos del oeste durante el UMG. Las evidencias palinológicas son concordantes con esta hipótesis y proceden, principalmente, de la Región de los Lagos e Isla Grande de Chiloé (Heusser 1974, 1990 a; Heusser et al 1977, 1999; Villagrán 1988 a, 1990, 2001). Estas evidencias muestran para el período condiciones climáticas frías y húmedas, con dominio de vegetación de Tundras Magallánicas y parque arbolado con taxa del bosque Nordpatagónico, principalmente *Nothofagus* y Coníferas. Para este período, se han estimado temperaturas de verano entre 6 a 8° C más bajas que las actuales (Heusser et al. 1999), montos pluviométricos entre 1.500 y 4.000 mm/año superiores a los actuales, y un desplazamiento de 5-7° de latitud de la influencia de las masas de aire polar. Otro tipo

de estudios, como por ejemplo los modelos climáticos, sugieren para Sudamérica un ensanchamiento latitudinal del CVO durante el UMG (Wyrwoll et al 2000). Este desplazamiento y/o ensanchamiento, sin duda, habría aportado mayor humedad que la actual a Chile central y Norte Chico, como lo muestra la presencia de polen de *Nothofagus* y *Prumnopitys andina* en el registro de Laguna Taguatagua (34°30' S, Heusser 1983, 1990 b) y las evidencias sedimentológicas obtenidas de testigos marinos a los 33° S (Lamy et al 1999).

Para el Holoceno no se han postulado proposiciones tan claras respecto al comportamiento del CVO. Sin embargo, la mayoría de los registros paleoclimáticos permiten inferir condiciones más cálidas y secas durante el Holoceno temprano a medio (9000-4000 años AP), las cuales se expresan en desplazamiento hacia el sur de los cinturones vegetacionales en una amplia extensión geográfica del territorio, principalmente en la Región de los Lagos del sur de Chile, entre 39° y 43° S (Heusser 1983, 1990 b, Villagrán & Varela 1990, Abarzúa, 2004). Así, por ejemplo, en el Valle Longitudinal de la Región de los Lagos e Isla de Chiloé, entre alrededor de 9500 y 5200 años AP., los registros polínicos documentan una expansión hacia el sur de elementos del bosque Valdiviano, como *Eucryphia/Caldcluvia* (Heusser 1966, 1974, 1984, Villagrán 1985, 1988 b, Abarzúa 2004). Para el mismo lapso, distintos indicadores paleoclimáticos (*proxy data*) procedentes de Chile central y Norte Chico, tanto del Valle Longitudinal (Jenny et al 2002, Villa-Martínez et al 2003, Heusser 1990), como del litoral (Veit 1996, Villa-Martínez & Villagrán 1997; Maldonado & Villagrán 2002) y fondos marinos marinos (Lamy et al 1999, Marchant et al 1999), muestran condiciones extremadamente áridas durante este mismo tiempo. Una hipótesis consistente con este

registro paleoclimático del Holoceno ha sido formulada recientemente por Lamy et al (2001), la cual propone un desplazamiento hacia el polo y una compresión del cinturón de vientos del oeste, junto a un concomitante desplazamiento hacia el polo del ASPS, durante el Holoceno temprano a medio, entre 8.000 y 4.000 años AP.

Niveles de humedad similares a los actuales se habrían instaurado en el Holoceno medio a tardío (después de 4.000 años AP.), como se desprende de la literatura. Sin embargo, para este lapso, destaca una notable variabilidad climática en el sector norte y centro de Chile, en comparación con una relativa estabilidad climática en el extremo sur del país (~50-55° S). El hecho es que las fuentes de información paleoclimática del Norte Chico han registrado una serie de fluctuaciones climáticas para el lapso, con alternancia de fases secas y húmedas. Así, Maldonado & Villagrán (2002) sugieren un aumento de humedad, a partir de los 4.200 años AP., seguida de una breve fase árida cuyo máximo se situaría alrededor de 1.800 años AP. En los Andes del Norte Chico, Grosjean et al (1997, 1998) infieren un aumento de humedad, proveniente del sistema de vientos del oeste, entre 4.200 y 2.700 años AP. Por otro lado Veit (1996), basado en estudios pedológicos, ha establecido una cronología para las fases secas y húmedas de una amplia región del Norte Chico (27-33° S), las cuales no son siempre coherentes con los escasos registros palinológicos del área. Esta cronología también exhibe una notable variabilidad durante el Holoceno tardío. Los registros sedimentológicos marinos de la costa de Chile central (32°45' S; Lamy et al 1999) muestran, a partir de los 4.000 años AP., un aumento de humedad bajo condiciones de alta variabilidad climática, condiciones que son corroboradas en el mismo registro por los ensambles de foraminíferos (Marchant et al 1999).

No es claro si los cambios postulados para el Holoceno tardío en las distintas reconstrucciones paleoclimáticas de Chile central-norte obedecen a una misma señal climática regional, como desplazamientos del cinturón de los oeste mencionados anteriormente, o a fenómenos relacionados con el sistema El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), sistema que afecta también notablemente el régimen climático de esta región. Pocos autores han relacionado los registros paleoclimáticos con eventos tipo ENOS. Para un registro de foraminíferos de la costa de Chile central ($\sim 33^\circ$ S), Marchant et al (1999) sugieren una intensificación de ENOS, a partir de los ~ 3.200 años AP. En la costa del Perú, los eventos ENOS han sido documentados a través del análisis de ensamblajes de moluscos en sitios arqueológicos, registrándose el fenómeno a partir de 5.800 años AP., y estableciéndose la periodicidad actual hacia los 3.000 años AP. (Sandweiss et al 1996, 2001), cronologías similares para las frecuencias de estos eventos han sido obtenidas a partir de análisis de sedimentos en las Islas Galápagos (Riedinger et al 2002). Sin embargo, evidencias sedimentológicas provenientes de los Andes ecuatorianos sugieren que los eventos ENOS moderados a fuertes del Holoceno comienzan alrededor de los 7000 años AP, mostrando una tendencia a incrementar en frecuencia hacia el presente, con cambios en la frecuencia de los eventos cada 1500 años, hasta los 5000 años AP, y luego cada 2000 años (Moy et al 2002).

A pesar de las evidencias aportadas por los trabajos comentados, considerando muchos registros polínicos en el sur de Chile, la escasez de registros paleoclimáticos en el sector norte del área de influencia de los vientos del oeste dificulta el entendimiento de las variaciones pasadas que ha experimentado este cinturón climático. Para contribuir

a llenar este vacío, en esta tesis hemos concentrado los esfuerzos de muestreo en esta área, focalizando nuestros planteamientos e hipótesis en torno al problema de los cambios climático-vegetacionales del Holoceno en el extremo norte del área de influencia del CVO, entre las latitudes de 25° y 32° S, bajo el supuesto de que esta zona debería ser especialmente sensible a las variaciones climáticas pasadas del sistema. Los cambios registrados en el borde norte del cinturón de vientos del oeste serán posteriormente correlacionados con las variaciones paleoclimáticas documentadas en la literatura para el extremo sur del país (~50-55° S) durante los mismos lapsos temporales. El fundamento para realizar una revisión de los antecedentes paleoclimáticos en el extremo sur de la región chilena bajo la influencia del CVO reside en el supuesto de que cambios pasados en el sistema de los oeste, asociados a desplazamientos de este cinturón climático, debería expresarse con signos opuestos en sus áreas extremas boreal y austral.

OBJETIVOS GENERALES

Inferir, sobre la base del análisis de polen fósil y sedimentos, las variaciones de la vegetación y el sistema climático en el borde norte del área de influencia del cinturón de vientos del oeste, durante el Holoceno y compararlos con las evidencias de cambios climático-vegetacionales coetáneos en el extremo sur del área de influencia de este cinturón climático.

OBJETIVOS ESPECIFICOS

- a) Sobre la base de registros estratigráficos de la región litoral del Norte Chico, en torno a los 32° S, establecer una cronología de los cambios polínicos y de sedimentos que permita la reconstrucción climático-vegetacional del Holoceno del área correspondiente al borde norte del área de influencia de los vientos del oeste.
- b) Correlacionar los resultados vegetacionales y climáticos obtenidos del análisis de polen y sedimentos con los registrados en un análisis de paleomadrigueras, de edad holocénica, obtenidas en el límite norte del área de influencia de los vientos del oeste, cerca de los 25°30' S.
- c) Discutir los resultados de los registros obtenidos en el sector norte del área de influencia de los vientos del oeste con las evidencias paleoclimáticas publicadas para el extremo sur de la influencia de este sistema (~50-55° S).

- d) Establecer análogos modernos, sobre la base del análisis de la relación lluvia de polen actual / vegetación, para cada uno de los sitios seleccionados en que no existan antecedentes, con el propósito de definir cuáles son los taxa polínicos indicadores de aridez y los de humedad en el área de estudio. Paralelamente, se buscarán análogos climáticos modernos, sobre la base del análisis de datos de los últimos 50 años, obtenidos de registros instrumentales publicados.

HIPOTESIS

Si los cambios climáticos del Holoceno se relacionan con cambios en la posición y/o intensidad del cinturón de los vientos del oeste, los registros polínicos del extremo norte del área de influencia de este sistema deberían mostrar fuertes cambios vegetacionales, coherentemente con la mayor sensibilidad climática que les confiere su posición geográfica. A saber:

- 1) Si el cinturón de vientos del oeste se ha desplazado hacia el sur, durante el Holoceno temprano a medio, asociado a un desplazamiento similar de las grandes formaciones vegetales a lo largo del país, estos movimientos deberían expresarse en los registros polínicos y de paleomadrigueras del lapso, a través del dominio de taxa indicadores de mayor aridez o desaparición de taxa sensibles a sequía. Considerando el gradiente latitudinal de las lluvias y el efecto orográfico de los Andes, se espera que los registros costeros y los andinos de latitudes más bajas exhiban una mayor sensibilidad a la aridez.
- 2) Si el cinturón de vientos del oeste se ha situado alrededor de su posición actual durante el Holoceno medio a tardío, los registros polínicos y de paleomadrigueras deberían registrar para este lapso un escenario vegetal análogo al que caracteriza actualmente el entorno de los sitios estudiados.
- 3) Si el sistema de la OS se estableció durante el Holoceno medio a tardío, las variaciones climáticas propias de este sistema, alta variabilidad a corta escala temporal,

deberían expresarse en los registros polínicos y de sedimentos a través de altas tasas de cambios. Considerando la mayor frecuencia de las variaciones climáticas asociadas a ENOS, eventualmente, se podrían esperar también fuertes fluctuaciones en las frecuencias y/o concentraciones polínicas de todos los taxa. En contraste, los registros del extremo sur (50-54°S) no deberían mostrar esta variabilidad.

METODOLOGIA DE TRABAJO

En este trabajo de tesis los resultados han sido comunicados en cuatro manuscritos, en cada uno de los cuales se exponen las metodologías utilizadas. La tesis en su conjunto ha sido organizada con una introducción general seguida de cuatro capítulos que corresponden a los manuscritos con los resultados del trabajo de tesis. Los dos primeros capítulos se refieren a los sistemas costeros en torno a los 32° S, donde se realizaron dos análisis palinológicos. El primero corresponde al bosque pantanoso de Ñague (31° 50' S), en este capítulo se ha incluido como comparación el registro Ñague I, correspondiente a un trabajo previo a esta tesis, además del perfil Ñague III correspondiente al trabajo de esta tesis. El segundo capítulo referente a los sistemas costeros en torno a 32° S, corresponde al trabajo realizado en el bosque pantanoso de Palo Colorado (32° 05' S).

Un tercer capítulo corresponde al análisis de polen fósil extraído de paleomadrigueras de roedores, obtenidas del sector más boreal afectado por el sistema de los vientos del oeste, específicamente en el sitio de Quebrada del Chaco (25° 30' S) En este capítulo, además del análisis de polen fósil, se incluye un estudio de la vegetación y de la lluvia de polen actual del lugar, utilizadas como análogos actuales. Si bien esta tesis se ha focalizado en el período Holoceno, en este último capítulo se incluye el trabajo completo realizado en Quebrada del Chaco, el cual incluye una secuencia que supera los 50.000 años ¹⁴C AP. y eventos de mayor humedad que la

actual en la zona, interpretados como provenientes tanto del sistema de vientos del oeste, como del este, de fuente amazónica.

El cuarto capítulo incluye una discusión general en la cual se consideran los registros analizados en esta tesis y una serie de otros registros publicados a lo largo Chile y parte de la Argentina, en el área influenciada por el sistema de vientos del oeste. Adicionalmente, en este capítulo se consideran como análogos climáticos actuales las velocidades de la componente zonal del viento en tres alturas geopotenciales, durante los años pluviométricamente extremos en el Norte Chico. Como integración de estas dos fuentes de evidencias, se propone un modelo del comportamiento del cinturón de vientos del oeste para el Holoceno.

Finalmente, se incluye una conclusión general en la que se integra los resultados polínicos obtenidos para inferir una secuencia de eventos paleoclimático durante el Holoceno en la región semiárida y árida bajo la influencia del CVO y, proponer un esquema paleoclimático para toda el área chilena bajo la influencia del CVO durante el Holoceno.

BIBLIOGRAFIA

- ABARZUA AM (2004) Historia deglacial y postglacial de los bosques templado-lluviosos en el sur de la Isla Grande de Chiloé, Chile. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias con mención Biología y Ecología Evolutiva, Facultad de Ciencias, Universidad de Chile.
- ACEITUNO P (1988) On the Functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part I: Surface Climate. *Monthly Weather Review* 116, N° 3: 505-523
- ACEITUNO P (1990) Anomalías Climáticas en la Región Sudamericana durante los extremos de la Oscilación Austral. *Revista Geofísica*. 32: 65-78
- ACEITUNO P, H. FUENZALIDA & B ROSENBLÜTH (1993) Climate along the extratropical west coast of South America. En Mooney HA, B. Kronberg & E.R. Fuentes (eds) *Earth System responses to global change*: 61-69. Academic Press. California.
- BETANCOURT JL, C. LATORRE, JA RECH, J QUADE & KA RYLANDER (2000) A 22,000 Year Record of Monsoonal Precipitation from Northern Chile's Atacama Desert. *Science* 289: 1542-1546
- BETANCOURT JL, KA RYLANDER, C PEÑALBA & JL McVICKAR. (2001) Late Quaternary vegetation history of Rough Canyon, south-central New Mexico, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 165: 71-95

- BETANCOURT JL, TR VAN DEVENDER & PS MARTIN, eds (1990) Packrat Middens. The Last 40,000 Years of Biotic Change. (Ed.) University of Arizona press. Tucson. 1-467.
- CAVIEDES C (1972) Geomorfología de Cuaternario del valle de Aconcagua, Chile Central. Freiburger Geographische Schriften 11: 1-153
- DAVIS O & RS ANDERSON (1988) Pollen in Packrat (*Neotoma*) Middens: Pollen Transport and the Relationship of Pollen to Vegetation. Reply. Palynology 12: 226-229
- DENTON GH, TV LOWELL, CJ HEUSSER, C SCHLÜCHTER, BG ANDERSEN, LE HEUSSER, PI MORENO & DR MARCHANT (1999) Geomorphology, stratigraphy, and radiocarbon chronology of Llanquihue drift in the area of the southern Lake District, Seno Reloncaví, and Isla Grande de Chiloé, Chile. Geografiska Annaler. 81 A: 167-229
- FAEGRI K & J IVERSEN (1989) Textbook of Pollen Analysis. 4th Edition. Blackwell Scientific Publication. ix-328 pp.
- GROSJEAN MB VALERO-GARCÉS, M GEYH, B MESSERLI, U SCHOTTERER, H SCHREIER & K KELTS (1997) Mid-and late-Holocene limnogeology of Laguna del Negro Francisco, northern Chile, and its palaeoclimatic implications. The Holocene 7: 151-159
- GROSJEAN M, MA GEYH, B MESSERLI, H SCHREIER & H VEIT (1998) A late-Holocene (<2.600 BP) glacial advance in the south-central Andes (29°S), northern Chile. The Holocene 8.4: 473-479

- JENNY B, BL VALERO-GARCÉS, R VILLA-MARTÍNEZ, R URRUTIA, M GEYH & H VEIT (2002) Early to mid-Holocene aridity in Central Chile (34°S) related to the Southern Westerlies: The Laguna Aculeo record. *Quaternary Research* 58: 160-171
- HAJEK ER & F DI CASTRI (1975) *Bioclimatografía de Chile*. Dirección de Investigación Vice-Rectoría Académica. Universidad Católica de Chile. Santiago. Chile. 128 pp.
- HEUSSER CJ (1966) Late Pleistocene pollen diagrams from the Province of Llanquihue, southern Chile. *Am. Phil. Soc. Proc.* 110: 269-305
- HEUSSER CJ (1974) Vegetation and Climate of the Southern Chilean Lake District During and Since the Last Interglaciation. *Quaternary Research*. 4: 290-315
- HEUSSER CJ (1983) Quaternary pollen record from Laguna de Tagua Tagua, Chile. *Science* 219: 1429-1431
- HEUSSER CJ (1984) Late-Glacial-Holocene Climate of the Lake District of Chile. *Quaternary Research* 22: 77-90
- HEUSSER CJ (1990 a) Chilotan Piedmont Glacier in the Southern Andes during the last Glacial Maximum. *Revista Geologica de Chile*. 17, N°1: 3-18
- HEUSSER CJ (1990 b) Ice age and climate of subtropical Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 80: 107-127
- HEUSSER CJ & RF FLINT (1977) Quaternary glaciations and environments of northern Isla Chiloé, Chile. *Geology* 5: 305-308

- HEUSSER CJ, LE HEUSSER, TV LOWELL (1999) Palaeoecology of the southern Chilean Lake District-Isla Grande de Chiloé during middle-late Llanquihue glaciation and deglaciation. *Geografiska Annaler* 81. A. 2: 231-284
- LAMY F, D HEBBELN & G WEFER (1999) High-Resolution Marine Record of Climatic Change in Mid-latitude Chile during the Last 28,000 Years Based on Terrigenous Sediment Parameters. *Quaternary Research* 51: 83-93
- LAMY F, D HEBBELN, U RÖHL & G WEFER (2001) Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth and Planetary Science Letters*. 185: 369-382
- MALDONADO A (1999) Historia de los bosques pantanosos de la costa de Los Vilos (IV Región, Chile) durante el Holoceno medio y tardío. Tesis de Magíster, Facultad de Ciencias, Universidad de Chile, Santiago. xiv+79 pp.
- MALDONADO A & C VILLAGRÁN (2002) 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* 58:130-138.
- MARCHANT M, D HEBBELN & G WEFER (1999) High resolution planktic foraminiferal record of the last 13,300 years from the upwelling area off Chile. *Marine Geology* 161: 115-128
- MILLER A (1976) The climate of Chile. En : Schwerdtfeger, W. (ed.) *Climates of Central and South America*: 113-145. Elsevier, Amsterdam.
- MONTECINOS A, & P ACEITUNO (2003) Seasonality of the ENSO-Related Rainfall Variability in Central Chile and Associated Circulations Anomalies. *Journal of Climate* Vol 16: 281-296.

- MORENO PI, GL JACOBSON JR, TV LOWELL & GH DENTON (2001) Interhemispheric climate links revealed by a late-glacial cooling episode in southern Chile. *Nature* 409: 804-808
- MUELLER-DOMBOIS D & H ELLENBERG (1974) *Aims and Methods of Vegetation Ecology*. Wiley International, NY. v-547 pp.
- PAEZ MM, C VILLAGRÁN, S STUTZ, F HINOJOSA & R VILLA (1997) Vegetation and pollen dispersal in the subtropical-temperate climatic transition of Chile and Argentina. *Review of Palaeobotany and Palynology* 96: 169-181
- PIZARRO JG & A MONTECINOS (2000) Cutoff ciclones off the subtropical coast of Chile. Preprints: 6th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, AMS. 278-279
- ROMERO H (1985) *Geografía de los Climas. Tomo XI, Geografía de Chile*. Instituto Geográfico Militar, Santiago, Chile. 243 pp.
- SANDWEISS, DH, KA MAASCH, LR BURGER, JB RICHARDSON III, HB ROLLINS & A CLEMENT (2001) Variation in Holocene El Niño frequencies: Climate records and cultural consequences in ancient Peru. *Geology*. 29 (7): 603-606
- SANDWEISS DH, JB RICHARDSON III, EJ REITZ, HB ROLLINS & KA MAASCH (1996) Geoaerchaeological Evidence from Peru for a 5000 Years B.P. Onset of El Niño. *Science* 273: 1531-1533
- STOCKMARR J (1972) Tablets with Spores used in Absolute Pollen Analysis. *Pollen et Spores*. 13 (4): 615-621

- STUIVER M, PJ REIMER, E BARD, JW BECK, GS BURR, KA HUGHEN, B KROMER, FG MCCORMAC, J VAN DER PLICHT & M SPURK (1998) INTCAL98 Radiocarbon age calibration 24,000 - 0 cal BP. *Radiocarbon* 40:1041-1083.
- TRENBERT KE (1976) Spatial and temporal variations of the Southern Oscillation. *Quart. J. Met. Soc.* 102: 639-653
- VEIT H (1996) Southern Westerlies during the Holocene deduced from geomorphological and pedological studies in the Norte Chico, Northern Chile (27-33°S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 123: 107-119
- VILLA-MARTÍNEZ R & C VILLAGRÁN (1997) Historia de la vegetación de bosques pantanosos de la costa de Chile central durante el Holoceno medio y tardío. *Revista Chilena de Historia Natural* 70: 391-401
- VILLAGRÁN C (1985) Análisis palinológico de los cambios vegetacionales durante el Tardiglacial y Postglacial en Chiloé, Chile. *Revista Chilena de Historia Natural*. 58: 57-69
- VILLAGRÁN C (1988 a) Expansion of Magellanic Moorland during the Late Pleistocene: Palynological Evidence from Northern Isla de Chiloé, Chile. *Quaternary Research* 30: 304-314
- VILLAGRÁN C (1988 b) Late Quaternary Vegetation of Southern Isla Grande de Chiloé, Chile. *Quaternary Research* 29: 294-306
- VILLAGRÁN C (1990) Glacial, Late-Glacial, and Post-Glacial climate and vegetation of the Isla Grande de Chiloé, Southern Chile (41-44°S). *Quaternary of South America and Antarctic peninsula*. 8: 1-15

VILLAGRÁN C & J VARELA (1990) Palynological Evidence for Increased Aridity on
the Central Chilean Coast during the Holocene. *Quaternary Research* 34: 198-
207

CAPÍTULO 1

PALEOENVIRONMENTAL CHANGES IN THE SEMIARID COAST OF CHILE (~32°S) DURING THE LAST 6200 CAL YEARS INFERRED FROM A SWAMP-FOREST POLLEN RECORD.

ABSTRACT

Pollen analysis of two sediment cores from a coastal swamp forest site in the Chilean semiarid región (31°50' S; 71°28'W) shows an alternation of dry and wet phases during the past ~6100 cal yr B.P. The most prominent vegetation changes occur at ~4200 cal yr B.P., with the expansion of the swamp forest taxa *Luma chequen* (Myrtaceae) and *Escallonia* sp., followed by a regression of the forest beginning at ~3200 cal yr B.P., and ending with its replacement by a xerophytic scrub, between ~1800-1300 cal yr B.P. The swamp forest reexpanded after ~1300 cal yr B.P. and persisted, with minor variation, until the present. We interpret the establishment of the swamp forest in the study site to be the result of a rising watertable in response to increased rainfalls ~4200 cal yr B.P. onwards. Our results also indicate that in north-central Chile the second half of the Holocene was climatically more variable than previously thought, suggesting significant changes in the position and/or intensity of the westerlies wind belt and possibly in the frequency of ENSO events.

INTRODUCTION

The semiarid of Chile (Norte Chico, 30°-32°S) represents a vegetation and climatic transition between the Mediterranean-climate región and the Atacama desert. This zone is characterized by dry summers and wetter winters with sporadic drought intervals (VanHusen, 1967). The extreme interannual rainfall variability in Norte Chico is strongly associated with El Niño–Southern Oscillation (ENSO) events, with pluviometric excesses, and temperature increases, during the negative phases of the Southern Oscillation (El Niño), and the opposite conditions during the positive phase (La Niña; Aceituno, 1988). The transitional character of climatic conditions confers greater relevance to paleoclimatic studies in this región, because we can predict greater sensibility to past changes in climate and vegetation (Ota and Paskoff, 1993; Villagrán and Varela, 1990; Villa-Martínez and Villagrán, 1997). The existence of scattered swamp forests in the coastal región of the Norte Chico allows for the accumulation of organic sediments, thus offering an excellent opportunity for paleoenvironmental studies, through the stratigraphic analysis of fossil pollen or other paleoenvironmental indicators in the sediments. Previous studies of coastal swamp forests in central Chile and Norte Chico (31°-33°S) (Villagrán and Varela, 1990; Villa-Martínez and Villagrán, 1997) have documented important vegetation and climatic fluctuations during the Holocene, and emphasized the very recent onset of the wet climatic conditions, that originated the swamp forest at ~2000 cal yr B.P., in the case of Quintero swamp forest (32°47' S; 71°30' W). Additionally, studies of paleosols in a broader región of Norte

Chico (Veit 1996), and limnological and geomorphological studies in the Andes of Norte Chico (Grosjean *et al.* 1998; 1997) provide evidence for pronounced climatic variability during the Holocene. Such variability can be associated with changes in the influence of the westerly winds in this región.

However, there are important regional differences in the number, age and frequency of wet and dry events recorded during the Holocene. In this work we seek to establish more precisely the paleoclimatic evolution during the second half of the Holocene in the coast of the semiarid región of Norte Chico (31° 50'S), by examining fossil pollen assemblages obtained from swamp forest sediments.

STUDY AREA

Swamp forests, dominated by Myrtaceae trees and shrubs species, are distributed along the Chilean coast between 30° and 36°30' S (Fuenzalida, 1965). They are a discontinuous vegetation formation, restricted to hygrophilous habitats subjected to periodic or permanent flooding. In the coast of Los Vilos (31°50' S), we identified seven gullies bearing swamp forests (Figura 1), all of them located on the gentle relief of the coastal plains, associated with small hydrographic basins. The zone of groundwater recharge is located in the foothills of the Coastal Range bordering the coastal plain. Groundwater recharge, which determines the hydrology of these forests depends to a large extent on local rainfall. Therefore, it is expected that the interannual variability in precipitation that characterizes Norte Chico will strongly influence the hydrology of these coastal swamp forests. Some of these forests are associated with Holocene swales, that developed after the last marine regression, which in our study area has been dated between ~6800-5700 cal yr B.P. (Caviedes, 1972; Ota and Paskoff, 1993; Varela, 1981).

The dominant vegetation in the coastal semiarid región is the Jaral Costero. It corresponds to an open scrub, dominated by *Baccharis vernalis* and *Schinus polygama*. Other vegetation formations present in the coastal plain are sand dune and salt marsh herbaceous vegetation, occurring near low energy water courses. Trees dominate the vegetation in humid gullies, forming a dense woodland that contrasts strongly with the sparse cover of Jaral Costero. Discrete swamp forest patches develop in restricted zones of these gullies, in areas where the watertable rises close to the surface (Varela, 1981).

Dominant species in these swamp forests are *Luma chequen*, *Drimys winteri* and *Escallonia revoluta*. Other woody formations present in these gullies are sclerophilous forests and mixed shrubland, with deciduous and evergreen elements.

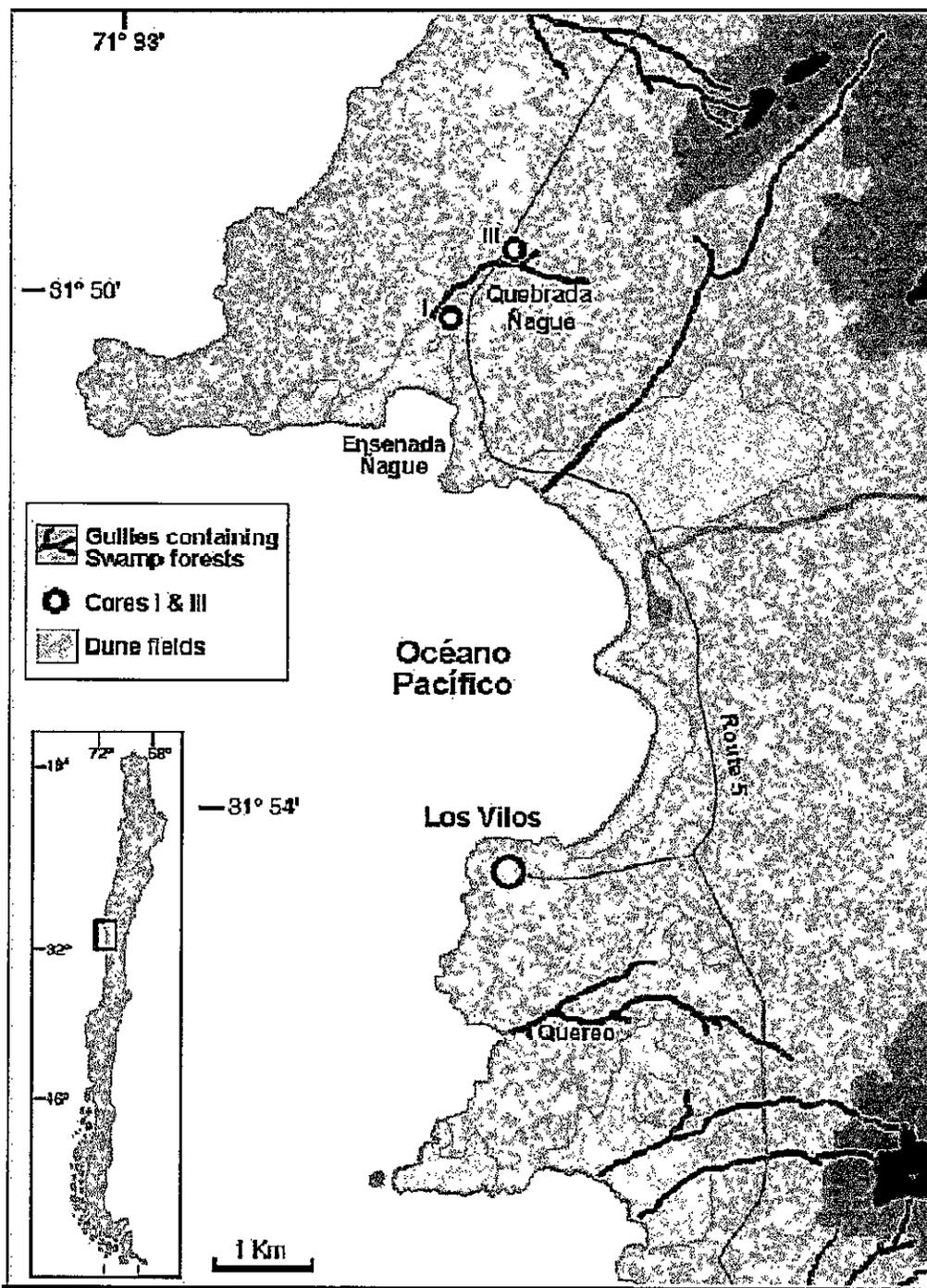


Figure 1: Map of the study area showing the geographical location of the sediment profiles obtained for pollen analysis and the gullies containing swamp forests in the area of study. The 200 m altitudinal levels are also shown.

MATERIAL AND METHODS

We obtained three sediment cores from the swamp forest known as "Ñague" (Figura. 1), using a Dachnowsky soil corer. Pollen analysis was carried out in two cores, Ñague I and III, obtained from the drainage and source of the gully respectively. The samples consisted of 3 cm³ of sediment, and were taken at intervals that fluctuated between 2 and 5 cm, along the stratigraphic columns. The chemical processing and the microscopic pollen inventory followed conventional palinological methods (Faegri and Iversen, 1989). Tablets of *Lycopodium* (Stockmarr, 1971) were used to calculate the pollen concentrations. The zoning of the diagrams was defined according to the major pollen changes and the Coniss ranking (Grimm, 1987). Vegetational interpretation of fossil pollen spectra was accomplished on the basis of current pollen rain analogues of the different plant formations present in the study area (Maldonado, 1999). Considering that the studied swamp forest is a azonal plant formation immersed in a coastal shrubby matrix, any expansion of the forest indicator taxa is interpreted as a moisture raise, while the withdrawal of those indicators and an expansion of the shrub indicator taxa are interpreted as reduced moisture. Plant nomenclature follows Marticorena and Quezada (1985).

The core Ñague I was obtained in the southern end of the swamp forest, near the coastal drainage of the gully (Figura.1). We obtained five radiocarbon dates for this core (Table 1, Figura. 2). All the dating were done over humic acids from full samples of sediments, because it was not possible to obtain organic macroscopic remains to date,

nevertheless, while observing the sediments on the dissecting scope (10X), there were neither algal remains nor carbonate evidences as results of the chlorhydric acid treatment of the sediments. This, together with the close fitting between the obtained dates, make us believe that a hard water induced misdating is unlikely. Possibly, the age of the most recent sample, 46-42 cm in the profile (1400 ± 50 ^{14}C yr B.P., Beta 118854, Table 1), corresponded only to the upper fraction of the sample (42 cm), since its organic matter content was very low, except for the top. The great difference in age between this sample and that of the next sample in the profile (2480 ± 35 ^{14}C yr B.P., 47 - 48 cm; Table 1), and the sharp contact between clay and organic limestone observed at 47 cm deep, led us to postulate a hiatus in sediment deposition ~ 2500 - 1900 ^{14}C yr B.P. The core Ñague III was obtained in the northeast end of the forest, east of Route 5 (Figura. 1). We obtained ^{14}C a date for the lowest portion of this column (Table 1).

Additionally, under a dissecting scope, macroscopic remains of plant material were recovered from the same stratigraphic levels of the sediment column Ñague I.

Table 1: Radiocarbon and, calendar ages and $\delta^{13}\text{C}$.

Site	Depth (cm)	Age ^{14}C yr B.P.	Cal yr max & Mid point		$\delta^{13}\text{C}$ ‰	Material	N° Laboratory
			Age cal yr B.P.	min range			
Ñague I	42 - 46	1400 ± 50	1296	1381-1254	1296	Bulk	Beta-118854
Ñague I	47 - 48	2480 ± 35	2704-2635-2481	2730-2357	2635	Bulk	NSRL-11172
Ñague I	56 - 57	3030 ± 35	3214	3343-3081	3214	Bulk	NSRL-11131
Ñague I	58 - 65	3810 ± 40	4221-4207-4153	4347-4003	4207	Bulk	Beta-118855
Ñague I	88 - 89	5340 ± 70	6173-6136-6110	6290-5935	6136	Bulk	NSRL-11052
Ñague III	66 - 68	5200 ± 40	5935	6162-5902	5935	Bulk	NSRL-11052

* Errors for ages are all at 2 sigma.

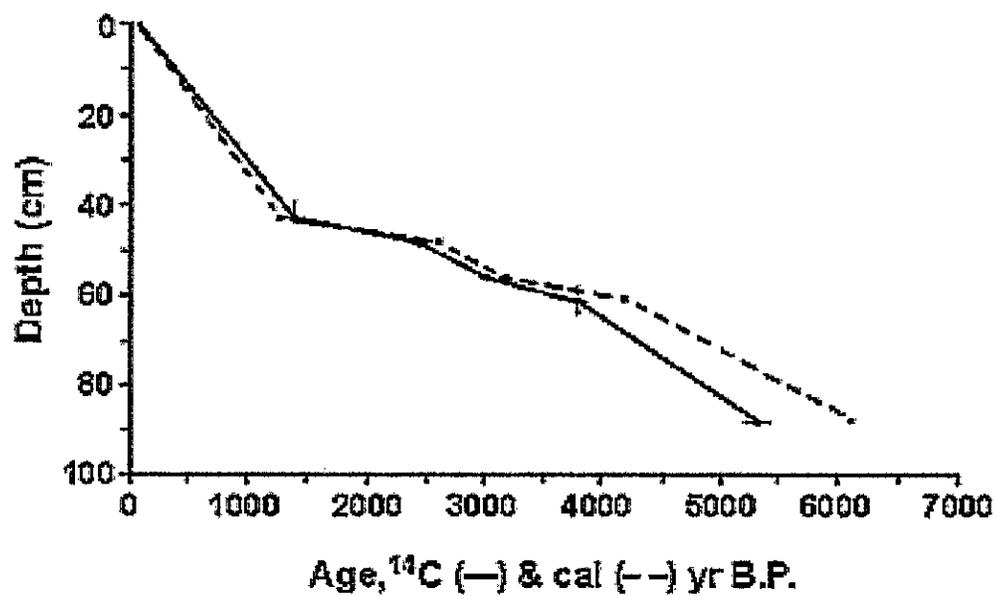


Figure 2: Age vs. depth for the column Ñague I. Bars represent two standard deviations for radiocarbon dates.

RESULTS

Core Ñague I

Zone Ñ-1A: (~6100-5300 cal yr B.P.). It is characterized by a predominance of non arboreal pollen, mainly Asteraceae (ca. 46%), Poaceae (ca. 49%) and Apiaceae (ca. 33%), containing also pollen of halophytes (Frankeniaceae and Chenopodiaceae), and high proportions of marshy taxa (Cyperaceae ca. 42% and *Typha* ca. 9%; Figura. 3).

Zone Ñ-1B: (~5300-4200 cal yr B.P.). It contains small proportions of *Luma chequen* (<7%) and non-arboreal pollen (Frankeniaceae and Chenopodiaceae), which increase in abundance towards the upper end of the zone (Figura. 3).

Zone Ñ-2A: (~4200-3200 cal yr B.P.) There is a marked increase in the abundance of arboreal pollen, mainly *Luma chequen* (21-54%) and *Escallonia* (7-24%; Figura. 3).

Zone Ñ-2B: (~3200-2600 cal yr B.P.). There is a pronounced decrease in the percentages and concentration of arboreal pollen and, towards the end of the zone, most of the taxa (Figura.3).

Zone Ñ-3: (~1800-0 cal yr B.P.). At its base this zone is characterized by a noticeable and short-lived increase in the percentages of Chenopodiaceae, reaching up to 50%. A subsequent decline in the abundance of Chenopodiaceae pollen, is matched by an associated increased abundances of woody taxa (ca. 56%). The common arboreal taxon *Luma chequen*, maintains a high and relatively stable abundance until the present. Pollen concentrations of all taxa show strong fluctuations, probably related to lithological

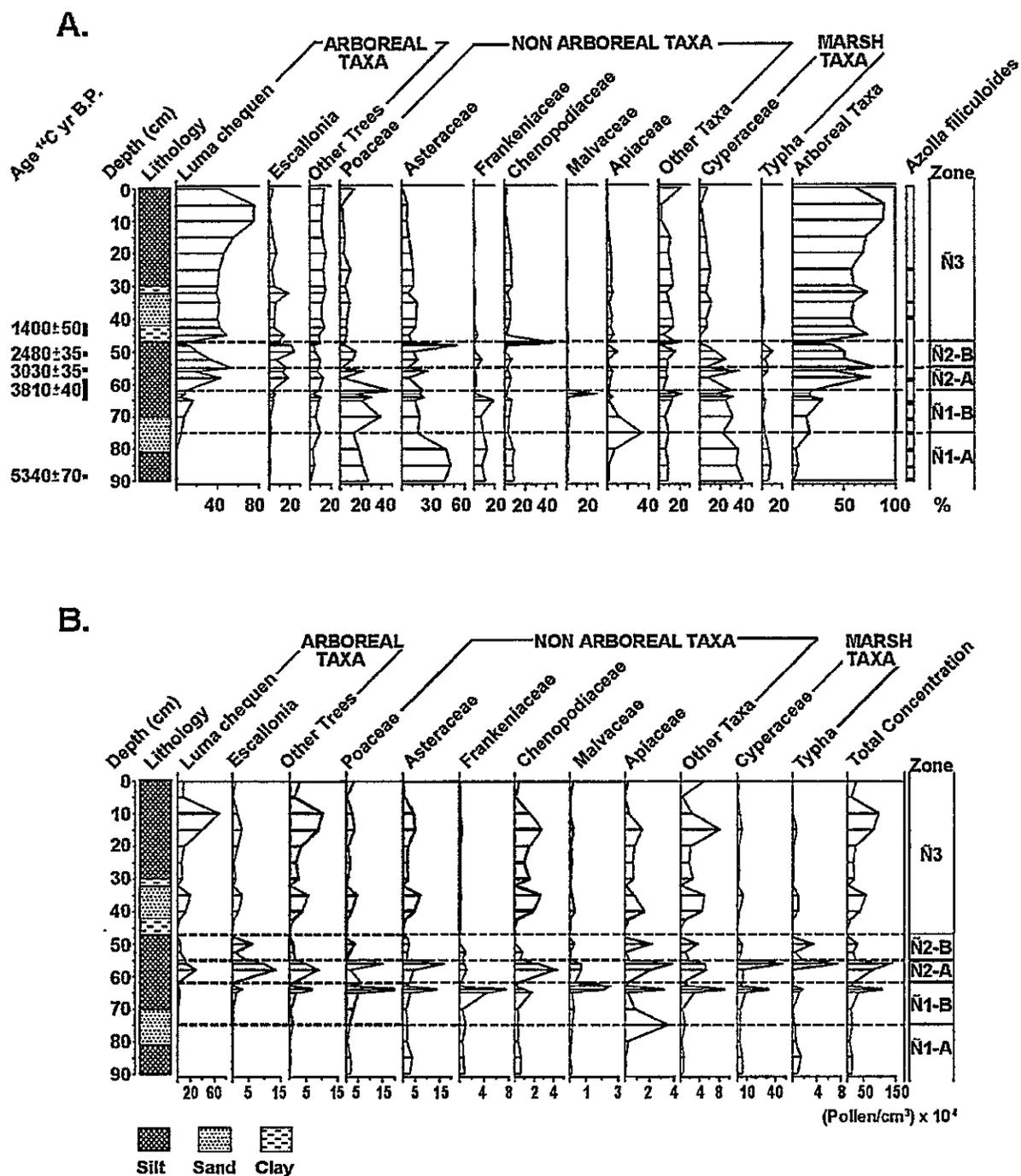


Figure 3: A. Stratigraphy and percentage pollen diagram of Ñague I profile. Radiocarbon dates are shown on the left side of the diagram. B., Pollen concentration diagram.

changes. A decrease in the abundance of arboreal pollen and a mild increase in that of Poaceae is observed near the surface, probably due to anthropogenic disturbance (Figura. 3).

Observation of sediments from the Ñague I column at 20x permitted identification of macroremains (sporocarps) of *Azolla filiculoides*, a small aquatic fern, at depths of 90-65, 58, 40-35 and 25 cm. The greatest abundance of this fern was recorded between 90 and 65 cm, corresponding to zone Ñ1, particularly in the 65 cm level (23 sporocarps; Figura. 3). The presence of *Azolla filiculoides* is an indicator of a low energy depositional environment when these sediments were deposited.

Core Ñague III.

Zone Ñ-1: (65-45 cm of depth). This zone is characterized by the dominance of non arboreal pollen, mainly Apiaceae (ca. 60%) and Asteraceae (ca. 70%). Only traces of arboreal pollen such as *Luma chequen* and *Escallonia* were observed. Marshy taxa were also poorly represented. The pollen concentration diagram shows low values of all the taxa at the beginning of the zone (Figura. 4). We obtained an age of 6000 cal yr B.P.(Table 1) for the bottom of core Nague III.

Zone Ñ-2A: (45-30 cm of depth). This zone is characterized by an increase in swamp forest taxa, mainly *Escallonia* and, to a smaller degree, *Luma chequen*, *Drimys winteri* and other arboreal taxa. Together, these swamp forest taxa reach a maximum of 60% at the top of the zone. Among the non-arboreal taxa the expansion of Poaceae (ca. 20%) and *Gunnera tinctoria* (ca. 18%) and the significant decrease of the Apiaceae is relevant. In this zone there is also an increase of marshy taxa, reaching 40%. The pollen

concentration diagram corroborates the trends observed in the percentage diagram (Figura. 4).

Zone Ñ-2B: (30-20 cm of depth). This zone shows an initial decrease in the percentages as well as in the concentrations of arboreal taxa, and an expansion of Chenopodiaceae. Marshy taxa have similar values as in the previous zone (Figura. 4).

Zone Ñ-2C: (20-10 cm of depth). This zone is characterized by an increase in the proportion of herbaceous taxa mainly the Asteraceae family (ca. 50%). Marsh taxa remain as abundant as in the previous zone. The pollen concentration diagram shows a decrease in pollen concentration of all the taxa. This zone possibly corresponds to the sedimentation hiatus observed in the stratigraphic column Ñague I.

Zone Ñ-3: (10-0 cm of depth). It is characterized by the reappearance and dominance of the forest taxa and a decline of Poaceae, Asteraceae, *Gunnera tinctoria*, *Typha* and fern spores. The pollen concentration diagram corroborates this increase in woody taxa (Figura. 4).

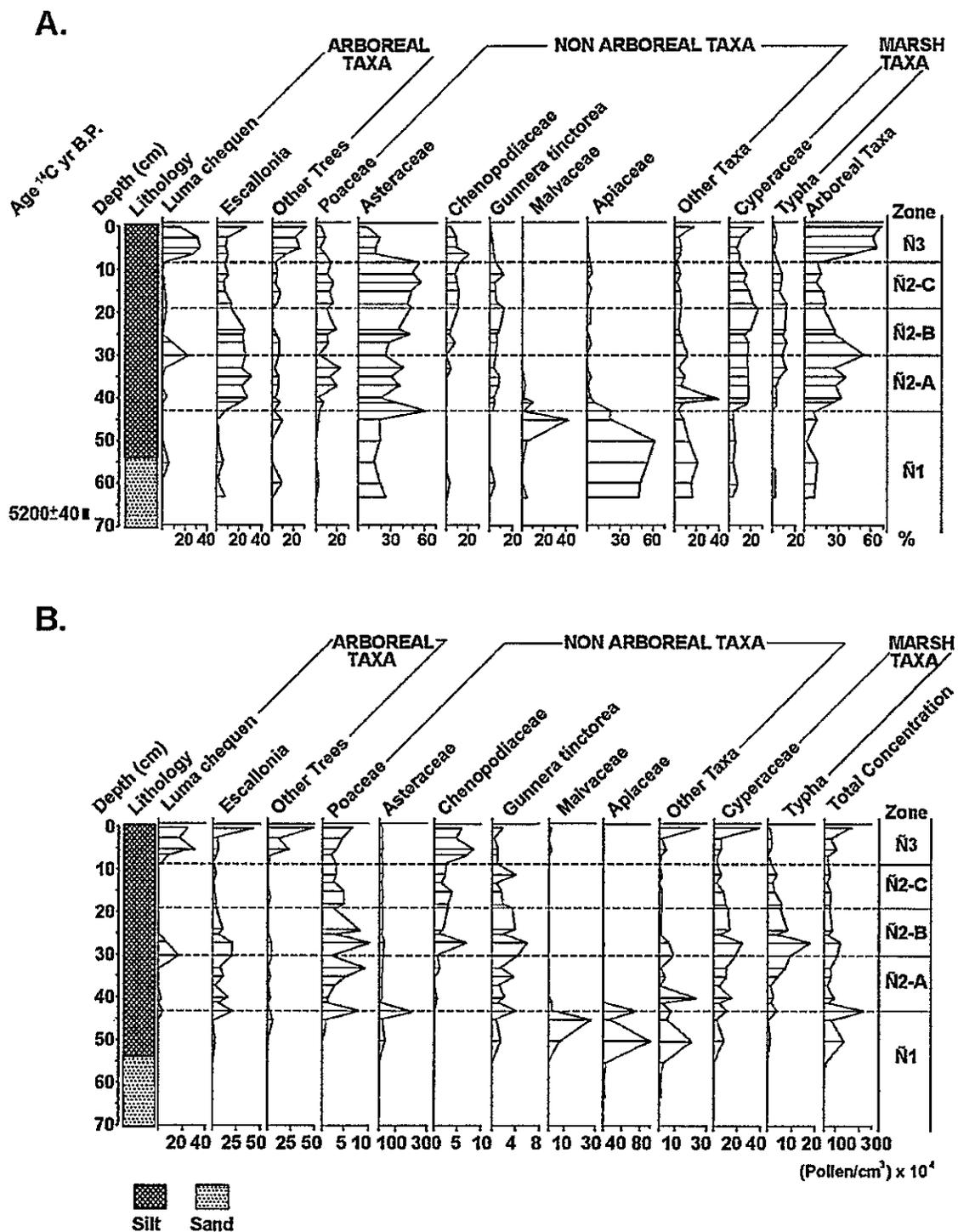


Figure 4: A. Stratigraphy and pollen diagrams of the profile Ñague III. Radiocarbon dates are shown the left of the diagram. B. Stratigraphy and pollen concentration diagram.

DISCUSSION

Pollen records from two Ñague sites show that between ~6100-4200 cal yr B.P., an open and herbaceous vegetation prevailed, with dominance by xerophytic taxa, in an area that is now occupied by swamp forests. The pollen record of marshy and aquatic vegetation, for the lower course of the gully (Ñague I), suggests the presence of relatively shallow water bodies. In the upper course of the gully (Ñague III) a vegetation of xeric character was present at this time, without marshy taxa and with the predominance of herbaceous Asteraceae and Apiaceae. These results lead us to believe that before ~4200 cal yr B.P., conditions drier than the present ones existed in the coastal Norte Chico.

According to both pollen records the expansion of the current swamp forests taxa of Ñague site begin ~4200 cal yr B.P., when the establishment of arboreal elements, dominated by *Luma chequen* and *Escallonia revoluta*, was first recorded. We interpret the establishment of swamp forest trees in the area as the result of a rise close, to the surface of permanent or semipermanent groundwater, in response to an increase in rainfall. Since forests became established in the area, two major vegetational-climatic fluctuations were recorded, which are outlined below.

A reversion of the trend forwards increasing arboreal pollen is observed in this area, at ~3200 cal yr B.P., with a predominance of herbaceous pollen of Chenopodiaceae and Asteraceae at the peak, ~2600 cal yr B.P. The subsequent decline in abundance of

forest taxa could represent a period of lower rainfall. That has its maximum expression with the development of Jaral Costero (core Ñague III), and the predominance of herbaceous taxa (Asteraceae, Poaceae, Chenopodiaceae), revealing conditions of great aridity. Carbon dating limits the duration of the dry phase to a period between ~2600-1300 cal yr B.P. During this phase a significant drop in the slope of the sediment accumulation curve was recorded (Figura. 2), in addition to an abrupt change from organic to inorganic sediments, with a probable loss of sediments. An interpolated age of ~1800 cal yr B.P. marks the replacement of swamp forest by Jaral Costero, suggesting increasing aridity.

By the end of this arid phase, at ~1300 cal yr B.P., pollen records reveal a sustained new expansion of the forest, probably reaching a state that persists until the present. The increase in swamp forest indicators after ~1300 cal yr B.P. suggests increased humidity in the area, equivalent to the current climatic conditions. The upper 5 cm of sediments show an alteration of this trend, probably due to anthropic disturbance during historical times, which is consistent with the presence of exotic pollen indicators.

Figura 5 compares the pollen data of Ñague site with the results from the nearby site of Quebrada Quereo (Nuñez *et al.*, 1994; Villagrán and Varela, 1990). The chronology of human occupation postulated by Jackson (1997) for the study area and the pollen record for Quintero II (Villa-Martínez and Villagrán, 1997), at approximately 33°S, are also compared.

The record of Quereo creek shows wet climatic conditions at the beginning of the Holocene, changing to arid conditions from ~10,570 cal yr B.P. onwards. The occurrence of sediment levels with a high organic contents, associated with pollen

evidence of marshy vegetation and traces of arboreal pollen starting, from ~3200 cal yr B.P. on., have been interpreted as evidence for an increase in rainfall during the late Holocene (Nuñez *et al.*, 1994; Villagrán and Varela, 1990).

The archaeological chronology shows two contrasting settlement patterns of hunter-gatherer groups in the región of Los Vilos discriminated by the density and diversity of the utilized resources, and for the variety of artifacts present in each site, showing the functional differences between the sites and the duration of the human settlements (Jackson, 1997; Jackson and Ampuero, 1992; Jackson *et al.*, 1996; Jackson and Rodríguez, 1998). The first pattern is characterized by seasonal occupation for extended periods and it occurred between ~13,400-10,200 and between ~4400-1800 cal yr B.P., denoting an specialized exploitation of marine resources.

The second pattern, identified between ~7600-4400 and between ~1800-940 cal yr B.P., is characterized by occasional occupations, with short periods of permanence in the area, associated with opportunistic exploitation of marine resources (Jackson and Ampuero, 1992; Jackson *et al.*, 1996). The period between ~10,200-7600 cal yr B.P. is a period without archaeological records. According to Jackson (1997), the period that shows transient and occasional occupation of the area, could be associated with a decrease of food supply in the interior valleys, under more arid conditions, which would force hunter-gatherer groups to descend to the coast, searching for more stable marine resources. Our results at Ñague site show two arid phases, with a prevalence of xeric, open vegetation, occurring, between ~6100-4200 cal yr B.P. and again between ~1800-1300 cal yr B.P. These time periods are coherent with the chronology for occasional human occupation of the area. In contrast, the first phase of forest development in Ñague

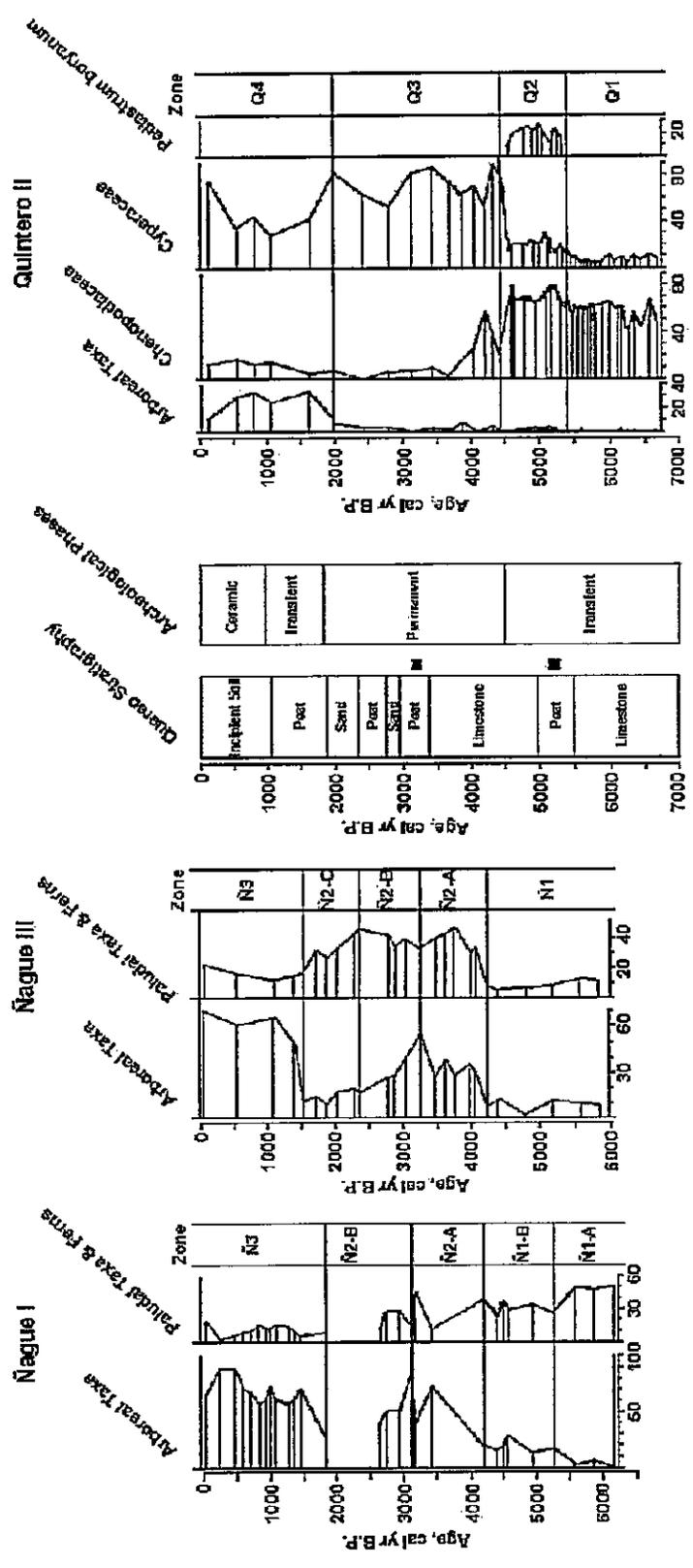


Figure 5: Temporal series for Ñague I and III and their relationship with local stratigraphy of the Quereo site (Villagrán and Varela, 1990), the Quintero II pollen record (Villa-Martinez and Villagrán, 1997), and archeological sequences (Jackson, 1997) for Holocene of Los Vilos, Chile. Ages are linear extrapolations between the adjacent dates of the Ñague I profile, a basal date and by stratigraphic pollen correlations for the profile Ñague III. The black squares on the right side of the Quereo profile represent presence of pollen indicators of humidity.

site (~4400-1800 cal yr B.P.), coincides with the period of more permanent human settlement in the area.

Carbon records of the Ñague I profile (evidence not shown) indicate only one important maximum around 3200 cal yr B.P., coincident with a permanent human settlement period.

Regiónal Significance

Paleoclimatic studies for the Holocene of north-central Chile, have revealed substantial climatic oscillations, with alternation of dry and wet periods during the last ~11,400 cal years. The most significant change outlined in the literature, for its wide spatial and temporal extension, is the record of an arid and/or warm phase during the early and mid Holocene, probably associated with an important southward displacement of the westerly winds belt. Accordingly, the granulometric, geochemical, fossil pollen and microalgal analysis of the sediments of the Lagoons of Tagua Tagua (34°30'S) (Heusser, 1983) and Aculeo (33° 50'S) (Jenny *et al.*, in press), which are representative of the scarce lacustrine reservoirs of the central valley of Central Chile, show that arid and warm conditions prevailed in the area before 4000 cal yr B.P. as suggested by the high proportions of halophytes (Chenopodiaceae), absence of microalgae and diatoms, and sediments indicative of strong evaporation. Geomorphological and paleopedological evidence (Veit, 1996), as well as archaeological data (Jackson, 1997; Nuñez *et al.*, 1995-96; Nuñez *et al.*, 1994) for the coast of north-central Chile also show increased aridity compared with the present conditions, between ~6800-5700 cal yr B.P. This arid phase is in synchrony with the marine transgressive maximum (Ota and Paskoff, 1993). The

palynological record for site Quintero II (Villa-Martínez and Villagrán, 1997) shows the end of the maximum aridity phase, tendency of increased moisture availability. The Quintero data are consistent with the timing of the termination of marine transgression and associated phases of dune activity, at ~5700 cal yr B.P. The later history of Quintero II documents the development of shallow lagoons and rich in herbaceous, hallophytic vegetation until ~4400 cal yr B.P (Figura. 5). Likewise, the profiles for Quereo (Villagrán and Varela, 1990) and Ñague swamp forest, show dominance by non-arboreal pollen and shallow lagoons (with marshy taxa and *Azolla filiculoides*) between ~6100-4200 cal yr B.P, suggesting arid conditions. In the Andes of Norte Chico, between 27-29°S, geomorphological evidence indicates pronounced aridity for the same period (Grosjean *et al.*, 1997).

After ~4400 cal yr B.P., more humid and/or warmer climatic conditions than the present have been inferred, based on evidence provided by different indicators. In the first place, wetter and cooler conditions have been postulated for this period on the basis of the abundant presence of the terrestrial mollusc *Radiodiscus sp.* at nearby archaeological sites. This species is currently distributed south of 40°S and is restricted to terrestrial leaf-litter habitats (Jackson, D. Unpublished date). Geomorphological studies in the Andes of Norte Chico (27-29°S), for the period between ~4200-2430 cal yr B.P. (Grosjean *et al.*, 1998; Grosjean *et al.*, 1997), paleopedological evidence for Norte Chico, between ~3200-2430 cal yr B.P. (Veit, 1996), and $\delta^{18}\text{O}$ analysis of mollusc shells from El Peral Lagoon, ~33°30'S (Falabella *et al.*, 1991), are all consistent with the previous evidence. All these studies agree with our results and suggest that the increase

in humidity, recorded in Ñague site ~4200 cal yr B.P., had a regional rather than local character, pointing to an increase in rainfall frequency associated with the westerly winds belt.

The retreat of the forest observed in Ñague site, its near disappearance from the record between ~1800-1300 cal yr B.P., can be interpreted as an indicator of increased temperatures and/or a marked decrease in precipitation. This dry phase has also been documented in the Andes of the Norte Chico, in Laguna del Negro Francisco (Grosjean *et al.*, 1997), where it was expressed as an increase in salinity ~1720 cal yr B.P. A similar event is recorded in radioisotopic studies on the coast of Central Chile, 33°30'S, with evidence of warmer than present temperatures at ~1400 cal yr B.P. (Falabella *et al.*, 1991). These data are consistent with a southward displacement of the belt of westerly winds, first postulated by Veit (1996), for the period between 1580-670 cal yr B.P. The later rapid expansion and persistence of the forest vegetation in Ñague site beginning at ~1300-0 cal yr B.P., is almost synchronous with the swamp forests development in the palynological site Quintero I (Villagrán, 1982) and with the upper arboreal level of the profile Quintero II, with an interpolated age of ~1500 cal yr B.P. (Villa-Martínez and Villagrán, 1997).

CONCLUSIONS

Results of the Ñague analysis show swamp forests occurring during two wet phases in the late Holocene, ~4200-3200 and after ~1300-0 cal yr B.P. Two distinctive arid phases, with predominance of herbaceous taxa are also documented for the period ~6100-4200 and ~1800-1300 cal yr B.P. Human settlement patterns in the study area show chronological correspondence with the climatic-vegetational changes suggested by our pollen records. Temporary and opportunistic occupation phases prevailed during the dry periods, and more stable and specialized settlements occurred during the wetter periods.

Our results are also coherent, in trend and chronology, with most paleoclimatic studies in north-central Chile, strongly suggesting that important fluctuations in rainfall characterized the last ~6000 cal years of the Holocene. We think that changes in rainfall frequency were due to changes in the influence of the westerly winds in the región, due to either intensification/weakening or latitudinal displacement of this system.

Although, Rodbell *et al.*(1999) find evidence for the establishment of the current periodicity of El Niño phenomena from ~5000 cal yr B.P onward in the Andes of Ecuador, other data suggest a more complex history. Geoarchaeological studies on the Peruvian coast show the beginning of El Niño towards ~5700 cal yr B.P. and the onset of its current periodicity towards ~3200 cal yr B.P. (Sandweiss *et al.*, 2001; Sandweiss *et al.*, 1996). Furthermore, foraminifers records in deep sea cores off the coast of central Chile (32°45' S) suggest an intensification in the frequency of El Niño system starting

~3200 cal yr B.P. (Marchant *et al.*, 1999). El Niño events have had a significant influence in our study area and it can be expected that sensitive paleoenvironmental records, with high rates of sediment accumulation, will show at least the most extreme variations of this system. Even though our results at Ñague do not have the necessary chronological resolution to identify high-frequency climatic variability within the ENSO range, they have clearly identified major changes in the rainfall pattern ~5700 cal yr B.P. (beginning of a marshy phase in the coast of central Chile), ~4400-4200 cal yr B.P. (substitution of Chenopodiaceae prairies by Cyperaceae swamps in Quintero and beginning of the swamp forest in Ñague) and ~3200 cal yr B.P. (contraction of the swamp forest in Ñague, under conditions of increased aridity). Consequently, it is reasonable to propose that important changes in the climatic system of the subtropical Pacific took place during the late Holocene, which could have affected the frequency and/or magnitude of ENSO-type events in the coast of north-central Chile.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors wish to thank D. Jackson, R. Villa, F. Falabella, N. Pohl and C. Latorre. We are especially grateful to Dr. P. Moreno for his editorial comments and Dr. J. Armesto for assistance with the English translation. Funding was provided by projects N° PG/028/97 of Universidad de Chile, and FONDECYT grants 1950372, 1990699 and 1000905.

BIBLIOGRAPHY

- Aceituno, P. (1988). On the Functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part I. Surface Climate. *Monthly Weather Review* **116**, 505-523.
- Caviedes, C. (1972). "Geomorfología de Cuaternario del valle de Aconcagua, Chile Central." *Freiburger Geographische Hefte* N° 11, 153 pp. Universitat Freiburg I. BR
- Fægri, K., and Iversen, J. (1989). "Textbook of Pollen Analysis." Blackwell Scientific Publication.
- Falabella, F., Planella, M. T., and Pollastri, A. (1991). Análisis de oxígeno 18 en material malacológico de Chile central. *Actas del XI Congreso Nacional de Arqueología Chilena. Stgo de Chile*, 105-121.
- Fuenzalida, P. (1965). Biogeografía. In "Geografía Económica de Chile." (CORFO, Ed.). Editorial Universitaria S.A., Santiago, Chile.
- Grimm, E. (1987). CONISS: a fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers and Geosciences* **V**, 13-35.
- Grosjean, M., Geyh, M. A., Messerli, B., Schreier, H., and Veit, H. (1998). A late-Holocene (<2600 BP) glacial advance in the south-central Andes (29°S), northern Chile. *The Holocene* **8**, 473-479.
- Grosjean, M., Valero-Garcés, B. L., Geyh, M. A., Messerli, B., Schotterer, U., Schreier, H., and Kelts, K. (1997). Mid-and late-Holocene limnogeology of Laguna del

- Negro Francisco, northern Chile, and its palaeoclimatic implications. *The Holocene* 7, 151-159.
- Heusser, C. (1983). Quaternary pollen record from Laguna de Tagua Tagua, Chile. *Science* 219, 1429-1431.
- Jackson, D. (1997). Coexistencia e interacción de comunidades cazadores-recolectores del arcaico temprano en el semiárido de Chile. *Valles. Revista de estudios regionales, Museo de la Ligua-Chile* 3, 13-36.
- Jackson, D., and Ampuero, G. (1992). Comentario a una datación radiocarbónica para el Arcaico medio del Norte Chico. *Boletín Sociedad Chilena de Arqueología* 15, 11-13.
- Jackson, D., Baez, P., Seguel, R., and Arata, J. (1996). Campamento arcaico para la explotación del intermareal: Significado del desconche local de moluscos. *Valles. Revista de estudios regionales, Museo de la Ligua-Chile* 2, 89-109.
- Jackson, D., and Rodríguez, A. (1998). Ocupación del Complejo El Molle en la costa de Los Vilos, provincia del Choapa. *Boletín Sociedad Chilena de Arqueología* 26, 19-21.
- Jenny, B., Valero-Garces, B., Villa-Martínez, R., Urrutia, R., Geyth, M., and Veit, H. (2002). Early to mid-Holocene aridity in Central Chile (34°S) related to the Southern Westerlies: The Laguna Aculeo record. *Quaternary Research* 58: 160-171.
- Maldonado, A. (1999). "Historia de los bosques pantanosos de la costa de Los Vilos (IV Región, Chile) durante el Holoceno medio y tardío." Unpublished Magister thesis, Facultad de Ciencias, Universidad de Chile.

- Marchant, M., Hebbeln, D., and Wefer, G. (1999). High resolution planktic foraminiferal record of the last 13,300 years from the upwelling area off Chile. *Marine Geology* **161**, 115-128.
- Martcorena, C., and Quezada, M. (1985). Catálogo de la flora vascular de Chile. *Gayana (Botánica) (Chile)* **42**, 5-155.
- Núñez, L., Grosjean, M., Messerli, B., and Schreliet, H. (1995-96). Cambios ambientales holocénicos en la puna de Atacama y sus implicancias paleoclimáticas. *Estudios Atacameños* **12**, 31-40.
- Núñez, L., Varela, J., Casamiquela, R., and Villagrán, C. (1994). Reconstrucción Multidisciplinaria de la Ocupación Prehistórica de Quereo, Centro de Chile. *Latin American Antiquity* **5**, 99-118.
- Ota, Y., and Paskoff, R. (1993). Holocene Deposits on the Coast of North-Central Chile: Radiocarbon Ages and Implications for Coastal Changes. *Revista Geológica de Chile* **20**, 25-32.
- Rodbell, D. T., Seltzer, G. O., Anderson, D. M., Abbott, M. B., Enfield, D. B., and Newman, J. H. (1999). An ~15,000-year record of El Niño-Driven Alluviation in Southwestern Ecuador. *Science* **283**, 516-520.
- Sandweiss, D. H., Maasch, K. A., Burger, R. L., Richardson III, J. B., Rollins, H. B., and Clement, A. (2001). Variation in Holocene El Niño frequencies: Climate records and cultural consequences in ancient Peru. *En Preparación*.
- Sandweiss, D. H., Richardson III, J. B., Reitz, E. J., Rollins, H. B., and Maasch, K. A. (1996). Geoarchaeological Evidence from Peru for a 5000 Years B.P. Onset of El Niño. *Science* **273**, 1531-1533.

- Stockmarr, J. (1971). Tablets with Spores used in Absolute Pollen Analysis. *Pollen et Spores* **13**, 615-621.
- VanHusen, C. (1967). "Klimagliederung in Chile auf der Basis von Häufigkeitsverteilungen der Niederschlagssummen."
- Varela, J. (1981). Geología del Cuaternario del Area de Los Vilos-Ensenada El Negro (IV Región) y su Relación con la Existencia del Bosque "Relicto" de Quebrada Quereo. *Comunicaciones* **33**, 17-30.
- Veit, H. (1996). Southern Westerlies during the Holocene deduced from geomorphological and pedological studies in the Norte Chico, Northern Chile (27-33°S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **123**, 107-119.
- Villagrán, C. (1982). Estructura florística e historia del bosque pantanoso de Quintero (Chile, V Región) y su relación con las comunidades relictuales de Chile Central y Norte Chico. *Actas del III Congreso Geológico Chileno*, 377-402.
- Villagrán, C., and Varela, J. (1990). Palynological Evidence for Increased Aridity on the Central Chilean Coast during the Holocene. *Quaternary Research* **34**, 198-207.
- Villa-Martínez, R., and Villagrán, C. (1997). Historia de la vegetación de bosques pantanosos de la costa de Chile central durante el Holoceno medio y tardío. *Revista Chilena de Historia Natural* **70**, 391-401.

CAPÍTULO 2

9.500 AÑOS CAL. DE REGISTRO PALEOCLIMÁTICO EN LA COSTA DEL NORTE CHICO DE CHILE: ANÁLISIS DE POLEN EN EL BOSQUE PANTANOSO PALO COLORADO (32°04' S).

RESUMEN

La influencia de las precipitaciones asociadas al cinturón de vientos del oeste de las latitudes templadas se extiende, de manera intermitente y concentrada en invierno, hasta la zona semiárida del país, conocida como Norte Chico. Considerando que esta zona constituye el límite norte de la región mediterránea de Chile, reviste especial interés para monitorear los cambios climáticos asociados a las variaciones pasadas en la posición o intensidad del cinturón de vientos del oeste.

La presencia de bosques pantanosos azonales en la costa semiárida de Chile, con potentes acumulaciones de sedimentos orgánicos, proporcionan situaciones propicias para la mantención de la lluvia polínica fósil y, por ende, un excelente material para el análisis de los cambios vegetacionales pasados. En este trabajo se presenta el análisis palinológico de un registro estratigráfico obtenido en el bosque pantanoso de Palo Colorado, en la costa del litoral semiárido de Chile (32° 05' S; 71° 30' W), fechado en

cerca de 10.000 años AP., tiempo suficiente como para permitirnos inferir las condiciones paleoclimáticas de prácticamente todo el período Holoceno.

La secuencia exhibe una fase húmeda fechada entre ~9800 y ~8830 años AP. y caracterizada por la presencia de bosque pantanoso, seguida por la sustitución del bosque por matorral semiárido con escaso o nulo contenido polínico, hecho que sugiere que una fase extremadamente árida se habría mantenido hasta ~5300 años AP. A partir de esta fecha se observa la recuperación del bosque pantanoso, probablemente en concomitancia con un aumento de la precipitación en la región. Entre 3300 y 2000 años AP. se registra una nueva fase árida, aunque de menor intensidad que la anterior. A partir de ~2000 años AP. se observa un notable incremento, aun mayor que en cualquiera de los períodos previos, de los valores de porcentajes e influjo polínico de todos los taxa, probablemente en concordancia con condiciones nuevamente húmedas en el área. Durante este último lapso, las precipitaciones fueron probablemente más variables que durante los períodos previos, como se desprende de la mayor variabilidad que muestran las frecuencias e influjo del polen de todos los taxa, en comparación con los espectros de los lapsos anteriores.

La alternancia de fases climáticas secas y húmedas registradas en este estudio, y su coherencia con otras secuencias paleoclimáticas del Norte Chico y Chile central-sur, sugiere cambios en la influencia del cinturón de vientos del oeste a lo largo de una amplia zona geográfica, ya sea debido a desplazamientos latitudinales en su posición o cambios en la intensidad del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur. Estos cambios en los grandes sistemas climáticos determinarían diferencias en la llegada de los frentes

asociados al cinturón de vientos del oeste, en la porción norte de su área de influencia, la zona semiárida estudiada en este trabajo.

INTRODUCCION

La existencia de pequeños bosques pantanosos en la costa de Chile central y Norte Chico, con potentes acumulaciones de sedimentos orgánicos en sus suelos, ofrece una excelente oportunidad para investigar, sobre la base de análisis de polen fósil, la historia de la vegetación local y, de esta manera inferir el clima pasado. La relevancia de la región de estudio para preguntas en torno a la historia vegetacional-climática reside en su potencial sensibilidad para registrar las variaciones pasadas en la influencia del cinturón de vientos del oeste (ASPS), ya que corresponde al extremo norte de la influencia de este sistema. Por otra parte, la región es fuertemente afectada por el sistema El Niño-Oscilación del Sur (ENOS). En este trabajo se presentan los resultados de un análisis palinológico y de sedimentos realizado en el bosque pantanoso de Palo Colorado (32°05' S; 71° 30' W, IV región; Figura 1), en la costa de la región semiárida de Chile.

Chile central corresponde a una región con clima mediterráneo caracterizado por lluvias invernales y una estación estival seca. La porción norte de la región mediterránea corresponde a una zona semiárida caracterizada por sequías intermitentes también en el invierno (Van Husen 1967). El tipo de clima mediterráneo obedece a la interacción de los dos sistemas que rigen la zona extratropical de Chile, el cinturón de vientos del oeste de latitudes templadas, con centro situado a la latitud del Golfo de Penas (47° S), y el anticiclón subtropical del pacífico sur (ASPS). Durante el verano el ASPS se desplaza hacia el sur impidiendo la penetración de frentes asociados al cinturón de vientos del

oeste, al norte de los 34° S; en contraste, durante el invierno el ASPS se desplaza hacia el norte, permitiendo la influencia del cinturón de vientos del oeste hasta los 30° S (Garreaud & Aceituno 2002, Miller 1976).

Adicionalmente, la zona mediterránea de Chile está sujeta a variaciones climáticas de carácter interanual, siendo una de las mejores conocidas las determinadas por El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), la cual se expresa en inviernos anormalmente húmedos y cálidos durante la fase negativa de la OS (eventos El Niño), y con inviernos anormalmente secos y fríos, durante la fase positiva de la OS (eventos La Niña; Aceituno 1988).

Los cambios estacionales en la posición del ASPS, la decreciente influencia del cinturón de vientos del oeste y los característicos efectos de ENOS distinguen a la zona mediterránea de Chile central por su sensibilidad frente a las variaciones en las precipitaciones originadas en la banda circumpolar de sistemas migratorios (expresión en niveles bajos del cinturón de vientos del oeste). Así, Chile central se destaca por sus condiciones favorables para realizar estudios paleoclimáticos cuyo propósito sea registrar los cambios de los sistemas climáticos en el pasado. Desafortunadamente, los estudios paleoclimáticos realizados en Chile central y Norte Chico, son escasos y no todos cubren el Holoceno completo, no superando muchos de ellos los 6000 años AP. Pese a este inconveniente, todos los registros publicados muestran alternancia de períodos húmedos y secos (Earle et al. 2003, Grosjean et al. 1998, Grosjean et al. 1997, Jenny et al. 2002a, Maldonado & Villagrán 2002, Villagrán 1982, Villa-Martínez & Villagrán 1997), sin que exista consenso entre los autores en cuanto al tiempo abarcado por estas distintas fases. Las evidencias paleoclimáticas son coherentes en lo que se

refiere al registro de una larga fase árida que imperó durante el Holoceno temprano a medio (Heusser 1990, Jenny et al. 2002b, Kim et al. 2002, Lamy et al. 1999, Marchant et al. 1999, Veit 1996, Villagrán & Varela 1990, Villa-Martínez et al. 2003). El inicio y término de esta fase árida varía en los distintos registros.

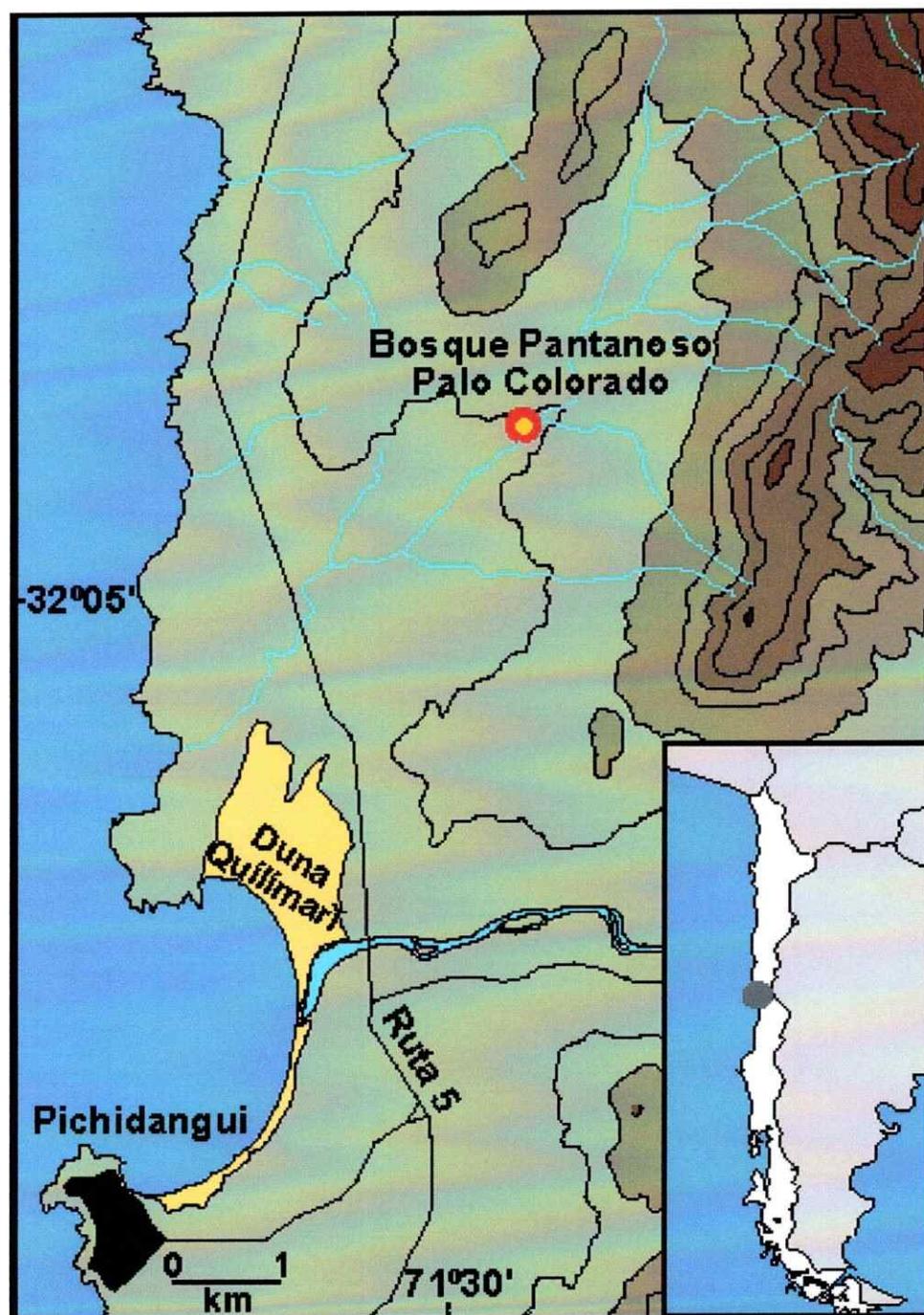


Figura 1: Mapa del área de estudio mostrando la localización geográfica del bosque pantanoso de Palo Colorado donde se obtuvieron los testigos para el registro polínico. Curvas de nivel cada 100 m

AREA DE ESTUDIO

Bosques pantanosos dominados por Mirtáceas (*Luma Chequen* y *Myrceugenia exsucca*) se distribuyen a lo largo del litoral de Chile central y Norte Chico, entre Coquimbo (30°S) y el Maule (36°30' S; Fuenzalida 1965, San Martín et al. 1988). Estos bosques constituyen formaciones vegetales discontinuas y azonales, restringidas a situaciones geomorfológicas particulares, con anegamientos periódicos o permanentes de sus suelos (Ramírez et al. 1983, Ramírez et al. 1995, San Martín et al. 1988, Varela 1981). En la costa entre Los Vilos y Pichidangui (31° 50' – 32° 05' S; ~71° 30' W), se han registrado más de siete quebradas con bosques pantanosos, la mayoría cercanas al mar y con orientación este-oeste (Maldonado 1999). Todas estas quebradas se sitúan sobre los suaves relieves de las planicies litorales, generalmente asociadas a sistemas de dunas activas y con cuencas hidrográficas pequeñas, donde la zona de recarga de la napa subterránea está determinada por el fuerte relieve de los cerros costeros aledaños a la planicie, lo cual determina que la hidrología de estos bosques dependa, en gran medida, tanto de la geomorfología local como de las precipitaciones regionales. De acuerdo a los antecedentes geomorfológicos y palinológicos disponibles, el desarrollo de los actuales bosques pantanosos a lo largo del litoral de Chile central-norte sería muy reciente y habría ocurrido después del último máximo transgresivo del mar, fechado entre 6500 y 6800 años AP. (Hervé et al 2003; Ota & Paskoff 1993; Maldonado & Villagrán 2002, Villagrán 1982, Villagrán & Varela 1990, Villa-Martínez & Villagrán 1997).

La vegetación zonal dominante en las laderas de los cerros costeros y planicies litorales del área de estudio corresponde a un Matorral Costero dominado por las Asteráceas *Baccharis vernalis* y *Bahia ambrosioides*, asociadas a especies como *Puya chilensis*, *Haplopappus foliosus*, *Fuchsia lycioides* y *Lithrea caustica*. Dependiendo de la geomorfología, la transición entre esta vegetación zonal y la vegetación azonal edáfica es abrupta y, en unos pocos metros se puede pasar de Matorral Costero a la formación de bosques pantanosos edáficos. Estos bosquecillos edáficos exhiben un espectro florístico completamente distinto al del matorral costero y están dominados por Mirtáceas, principalmente *Myrceugenia exsucca* y *Luma chequen*, asociadas a otras especies arbóreas como *Drimys winteri*, *Escallonia revoluta*, *Rhaphithamnus spinosus* y enredaderas como *Cissus striata*. En la actualidad el bosque pantanoso de Palo Colorado, investigado en este estudio, no presenta *Drimys winteri*, aunque relatos de lugareños documentan que esta especie sí existió en el bosque en tiempos recientes, utilizándose su madera como vigas para construcciones locales. En el sitio Palo Colorado la transición entre el bosque pantanoso y el matorral costero está representada por una franja vegetacional dominada por especies arbóreas esclerófilas. El tipo forestal esclerófilo es el dominante en Chile central y en la costa semiárida del Norte Chico se encuentra solamente representado en quebradas y laderas muy húmedas de los cerros costeros. Entre sus especies características destacan *Maytenus boaria*, *Quillaja saponaria*, *Schinus latifolius*, *Pouteria splendens*, entre los árboles, asociados a arbustos como *Eupatorium salvia*, *E. glechonophyllum* y *Fuchsia lycioides*.

MÉTODOS

Con barreno Wright se obtuvieron testigos de sedimentos en el suelo del bosque pantanoso de Palo Colorado (32°04' S; 71°29' W). Para la descripción de la columna estratigráfica se consideraron imágenes con rayos X y análisis de la textura y color de los sedimentos. A intervalos regulares se extrajeron muestras de sedimentos de la columna para análisis de pérdida por ignición y polen fósil.

Los análisis de pérdida por ignición se realizaron tomando muestras de sedimentos que fueron secadas y quemadas a 550°C y 925°C, para eliminar la materia orgánica y para eliminar carbonatos respectivamente. De la comparación de los datos de peso antes y después de este tratamiento se calcularon los porcentajes y densidades de materia orgánica, inorgánica y carbonatos de los sedimentos.

En la extracción de polen de las columnas estratigráficas se utilizarán métodos químicos convencionales (Faegri & Iversen 1989), incluyendo acetólisis. El contenido polínico de las muestras fue concentrado con ultrasonido y el montaje realizado en gelatina glicerinada.

El recuento polínico de cada muestra se llevo a cabo hasta completar una suma básica de 300 granos de polen arbóreo y no arbóreo, excluyendo de esta suma el polen de la vegetación herbácea local, como son las acuáticas, palustres y esporas de helechos. Sobre la suma básica se calculó el porcentaje de cada taxon. Antes de iniciar el tratamiento químico de las muestras, se agregaron tabletas de *Lycopodium* (1 tableta por

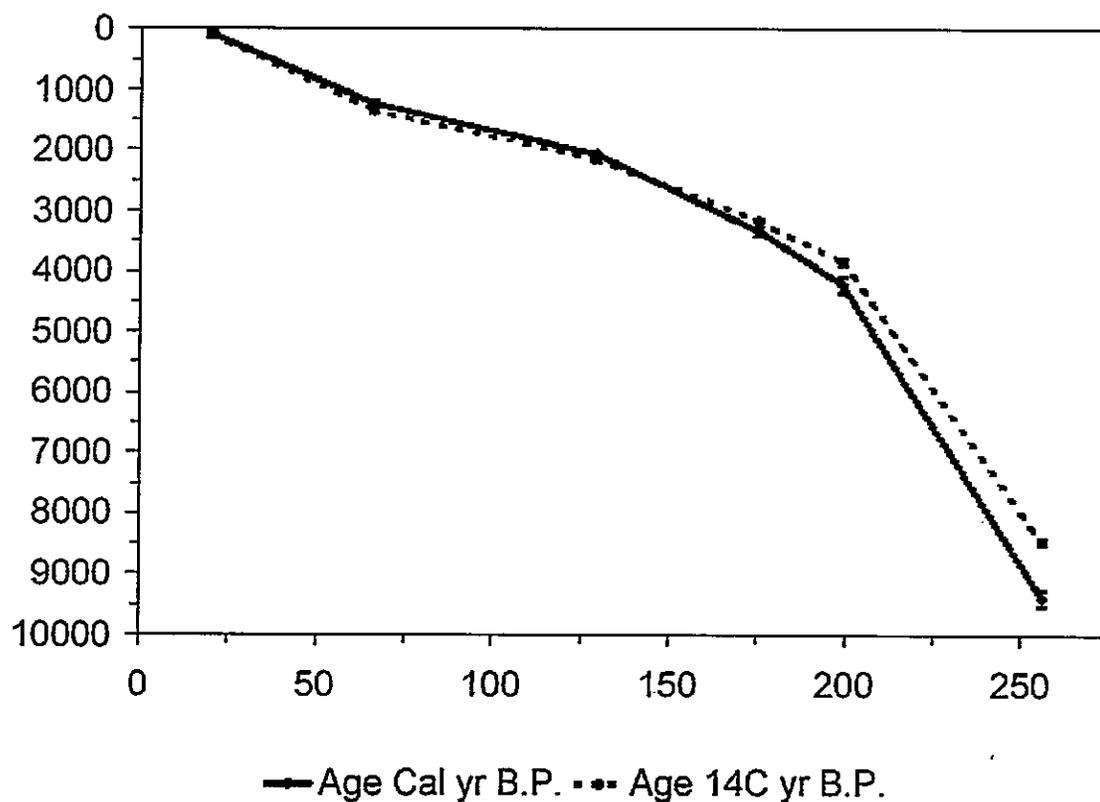
cm³ de sedimento), como marcador alóctono, para el cálculo del influjo polínico (Stockmarr 1971). La zonación del perfil se realizó con el apoyo de un dendrograma de afinidades polínicas realizado con el programa CONISS (Grimm 1987), considerando además los cambios en la litología y los niveles de materia orgánica.

Los niveles con mayores cambios en los sedimentos fueron fechados con radiocarbono en el AMS Facility de la Universidad de Arizona (USA), los resultados de los fechados se expresan en años calendario antes del presente (Tabla 1; Stuiver et al. 1998). Para los niveles polínicos analizados entre fechados radiocarbónicos se han interpolado linealmente las edades de éstos entre un fechado y otro.

Tabla 1: Edades radiocarbónicas y calibradas en años antes del presente (AP.)

Nº Lab.	Edad ^{14}C	Rango años Cal A.P. (2 sigma; 95,4%)	Probabilidad	Punto medio y su desviación	Profundidad (cm)	Material Fechado
AA56375	90±31	11-141	0,851	76±65	20-21	Macrorestos Vegetales
AA56374	1344±33	1173-1291	1	1232±59	66-68	Macrorestos Vegetales
AA56376	2151±34	1990-2153	0,953	2072±82	129-130	Carbón
AA56373	3165±54	3210-3466	1	3338±128	174-176	Macrorestos Vegetales
AA53359	3851±43	4085-4354	0,958	4220±134	196-198	Carbón
AA53358	8466±84	9250-9548	0,973	9399±149	255-256	Sedimento

* Calibración Calib 4,4; Stuiver et al 1998

**Figura 2:** Curva de edad versus profundidad para el perfil Palo Colorado

RESULTADOS

Estratigrafía y Cronología

El registro de Palo Colorado alcanza una profundidad de 260 cm y una edad de 9453 ± 149 años AP., cercana a la base. Los otros cinco fechados realizados a lo largo del registro se muestran en la tabla 1. En la Figura 2 se grafican las edades, tanto radiocarbónicas como calendario, versus la profundidad del testigo. Se observan altas tasas de acumulación de sedimentos durante el Holoceno medio a tardío, a partir de aproximadamente los 4000 años AP, en comparación con el período correspondiente al lapso Holoceno temprano a medio (9800-4200 años AP).

En la Figura 3 se muestran las edades en años cal AP., la litología, el porcentaje de materia orgánica, la densidad de materia orgánica y la densidad de materia inorgánica de los sedimentos. La base de la secuencia exhibe una capa de limos orgánicos de 12 cm de espesor con una pequeña intercalación de arena. A partir de los 248 cm de profundidad hacia arriba dominan limos grisáceos con bajo contenido de materia orgánica. Los resultados de pérdida por ignición muestran para este sector de la columna valores cercanos al 10% de materia orgánica. Sigue hacia arriba una capa de sedimentos orgánicos que se extiende hasta los 171 cm de profundidad, caracterizada por contenidos de materia orgánica cercanos al 50%. A continuación, reaparecen los limos grisáceos con bajo contenido orgánico, extendiéndose hasta los 129 cm. Finalmente, desde los 129 cm y hasta el tope de la secuencia, dominan limos oscuros con alto contenido de materia

orgánica (~70%). En los últimos 20 cm de la secuencia los porcentajes de materia orgánica muestran una leve disminución con un repunte hacia el final.

Los resultados de densidad de materia orgánica muestran tendencias similares a los de porcentajes, aunque con cambios menos marcados. Los resultados de densidad de materia inorgánica si muestran cambios más marcados y coherentes con los reseñados para los porcentajes de materia orgánica. Los análisis de pérdida por ignición para los carbonatos, muestran a lo largo de todo el perfil valores muy bajos (<7%; datos no mostrados), los cuales estarían dentro del rango de error de medición del método.

La posibilidad de eventos de depositación instantánea durante la primera fase, dominada por sedimentos inorgánicos de limos grisáceos, no es del todo descartable. Sin embargo, hay varias indicaciones que sugieren depositación continua de sedimentos durante el lapso. Por una parte, durante parte de este período se registra estratigrafía polínica. Por otra parte, los sedimentos en cuestión corresponden a limos grisáceos, claramente distintos a los sedimentos que componen las laderas adyacentes al sitio de estudio. Finalmente, pese a los bajos porcentajes de materia orgánica, los valores de densidad de materia orgánica se mantienen relativamente altos, iguales o superiores a los del siguiente período con dominio de sedimentos inorgánicos de limos grisáceos del registro (entre 2000 y 3000 años AP). En este último período, tanto los fechados radiocarbónicos como la estratigrafía polínica (ver más adelante) indican claramente depositación continua de sedimentos.

Diagrama de porcentajes polínicos

En la Figura 4 se muestra el diagrama de porcentajes del registro polínico de Palo Colorado, con una base fechada alrededor de 10.000 años cal de antigüedad. De acuerdo

al análisis Coniss y secuencia polínica, es posible dividir el registro en tres grandes zonas polínicas.

Zona PC-1:

Esta zona corresponde al período comprendido entre ~9800 y ~8830 años AP. y se caracteriza por predominio de los indicadores de bosque pantanoso, principalmente polen de Mirtáceas (probablemente *Luma chequen* y *Myrceugenia exsucca*; hasta ~35%) y *Escallonia* (probablemente *Escallonia revoluta*; ~30%). Otros taxa de bosque pantanoso registrados, aunque con bajas proporciones, son *Drimys winteri* (hasta 6%) y la enredadera *Cissus striata* (hasta 3,6%). Dentro de los taxa no arbóreos se presentan con bajas proporciones las Poáceas (hasta 11%), Asteráceas (hasta 6,6%) y Brasicáceas (hasta 4,3%). Los taxa palustres y esporas exhiben proporciones bajas pero constantes (5,1-7,8%).

Zona PC-2:

Esta zona, comprendida entre 8830 y 7970 años AP., se caracteriza por la abrupta disminución de todos los taxa arbóreos, indicadores de bosque pantanoso y su sustitución por indicadores de matorral abierto, como las Asteráceas (hasta ~50%), tanto Tubulifloras como Ligulifloras, y las Poáceas (hasta ~15%). Similarmente a la zona anterior, los taxa palustres y esporas se mantienen con niveles bajos y constantes (hasta ~6%). Esta zona y en el segmento que le sigue, se registran las concentraciones más bajas de todo el testigo. La descripción se basa en los dos niveles basales con cantidades suficientes de polen como para realizar recuentos. En los niveles superiores, aunque no

se realizaron recuentos, se registran trazas de taxa de vegetación abierta, principalmente Asteraceas-Ligulifloras.

Zona PC-3:

Esta zona abarca algo más de los últimos 5000 años AP. correspondiendo al Holoceno medio y tardío. Se caracteriza por una serie de oscilaciones de los espectros polínicos característicos de los bosques pantanosos actuales. De acuerdo a estos cambios y a la secuencia de sedimentos es posible distinguir cuatro fases.

Fase PC-3A: En esta fase reaparecen los indicadores de bosque pantanoso, alrededor de los 5300 años AP., con el dominio principalmente de Mirtáceas (hasta ~50%) seguido de *Escallonia* (hasta ~50%) y *Cissus striata* (hasta 7,7%) hacia el final de la fase. Dentro de los taxa no arbóreos destacan las Fabáceas (hasta 11,6%) y Brasicáceas (hasta 9,4%), manteniendo proporciones bajas las restantes especies no arbóreas. Las palustres y las esporas mantienen porcentajes bajos (~3-8%).

Fase PC-3B: Esta fase comienza aproximadamente a los 3300 años AP. y se caracteriza por el abrupto descenso de los porcentajes de especies pantanosas, como las Mirtáceas, *Escallonia* y *Cissus striata*. Las especies arbóreas marginales y características del bosque esclerófilo, *Maytenus boaria* y *Azara celastrina* aumentan sus valores de frecuencia (hasta 30,6% y 5,5% respectivamente). En contraste a la retracción del bosque pantanoso todos los taxa no arbóreo aumentan sus proporciones destacando las Poáceas (entre 0,9-9,4%), Asteráceas Tubulifolras (hasta 5,2%) y Ligulifloras (hasta 14%), Lilifloras (hasta 11%) y Quenopodiáceas (hasta 6,7%).

Fase PC-3C: Alrededor de los 2000 años AP. se registra la recuperación del

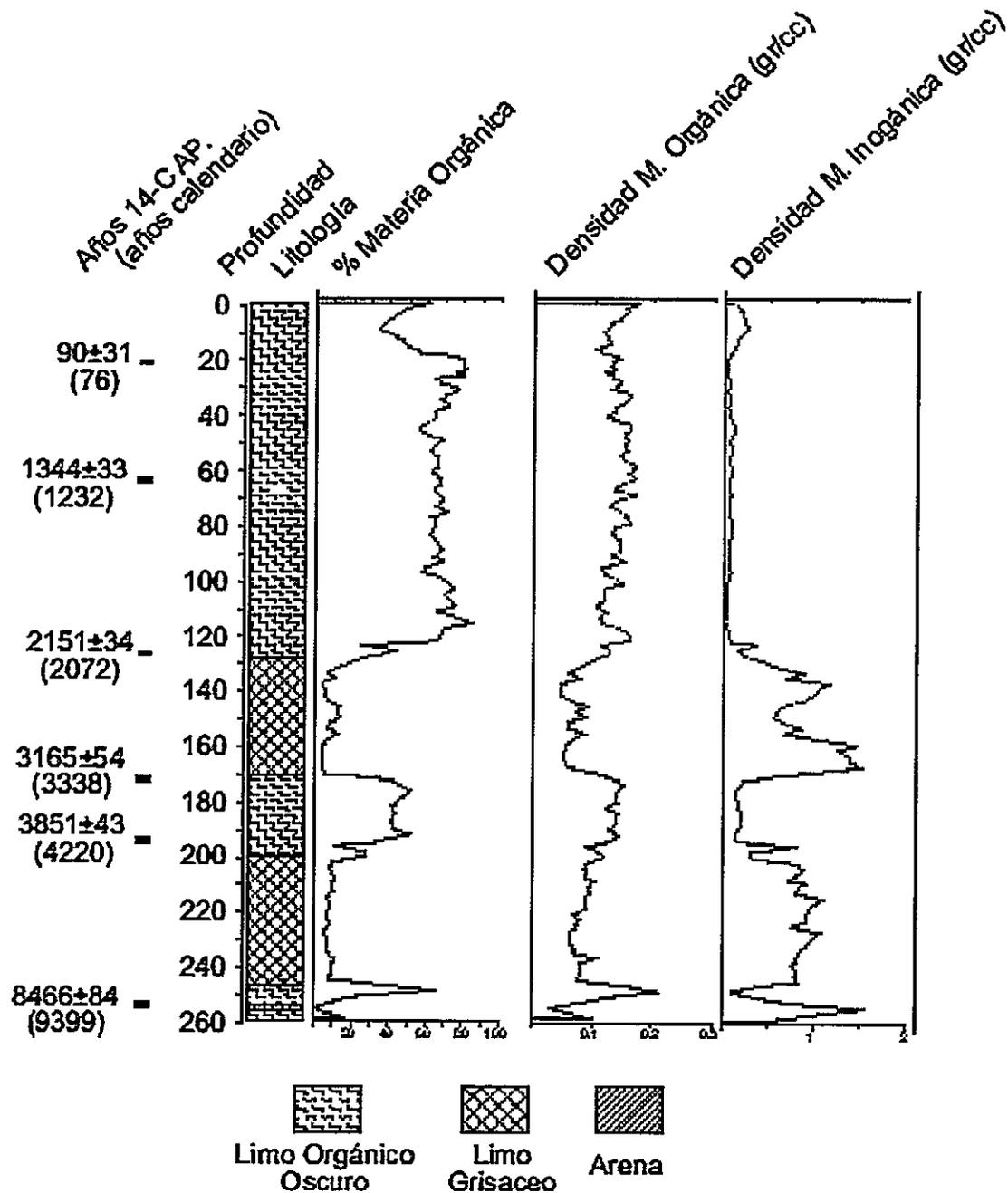


Figura 3: Columna estratigráfica del perfil Palo Colorado, mostrando fechados, expresados en años calendario AP., profundidad (cm), litología, porcentaje de materia orgánica y densidad seca de materia orgánica e inorgánica obtenidas del análisis de pérdida por ignición.

bosque pantanoso con altas proporciones de sus indicadores, principalmente Mirtáceas (hasta 74%), *Escallonia* (hasta 56,3%), *Drimys winteri* (hasta 7%), *Cissus striata* (hasta 4,7%). En contraste disminuye la representación de las especies esclerófilas *Maytenus boaria* y *Azara celastrina*, y de los indicadores no arbóreos, a excepción de las Fabáceas y Lilifloras (en conjunto hasta 18,4%).

Fase PC-3D: Esta fase comienza alrededor de los 600 años AP. y se caracteriza por una nueva disminución del polen arbóreo, particularmente los indicadores de bosque pantanoso, a excepción de *Drimys winteri* el cual alcanza en este tiempo sus valores máximos (hasta 11%) y *Maytenus boaria* con tendencia a aumentar hacia el techo de la fase (hasta 11%). Los taxa no arbóreo aumentan levemente sus proporciones, destacando las Poáceas (hasta 8,5%), Asteráceas (hasta 18,5) y Brasicáceas (hasta 9,3%).

Diagrama de Influjo

En la Figura 5 se muestra el diagrama de influjo polínico para los taxa indicadores del registro. El influjo corresponde a la cantidad absoluta de granos de polen depositados por cm^2 por año. En general se observa una muy buena correspondencia con las frecuencias polínicas y con la litología.

Zona PC-1:

Esta zona exhibe muy bajas cantidades de influjo polínico. Entre los taxa arbóreos los mejor representados corresponden a los indicadores de bosque pantanoso, particularmente las Mirtáceas (60-230 granos/ cm^2 /año) y *Escallonia* (70-240 granos/ cm^2 /año). Dentro de los taxa no arbóreo las Poáceas son las que alcanzan mayores valores de influjo (hasta 100 granos/ cm^2 /año). Las tasas de acumulación total

son muy bajas apenas llegando escasamente a los 1000 granos por cm^2 por año. Concordantemente, los tiempos de depositación de sedimentos son muy lentos, cerca de 90 años por cm.

Zona PC-2:

Esta zona se caracteriza por el escaso o nulo influjo polínico, siendo algunos taxa no arbóreos los mejor representados, como las Asteráceas Tubulifloras y Ligulifloras, que, en conjunto, no superan los 20 granos/ cm^2 /año. Igual que en la zona anterior las tasas de acumulación total de polen son muy bajas, fluctuando entre 30 y 70 granos/ cm^2 /año. Los tiempos de depositación se mantienen tan lentos como en la zona anterior.

Zona PC-3:

En concordancia con las frecuencias polínicas el período posterior a 5300 años cal AP se caracteriza por el notable aumento del influjo polínico de todos los taxa. Similarmente las concentraciones polínicas de los taxa pantanosos exhiben variaciones que sustentan la subdivisión del período en cuatro fases. Durante el transcurso de la zona se observa una clara tendencia al aumento de la tasa de acumulación de polen con máximos en el período 2000-600 años cal AP. El tiempo de depositación de sedimentos exhibe también una clara tendencia a disminuir durante el transcurso de la zona.

Fase PC-3A: Esta fase exhibe la misma tendencia observada en el diagrama de porcentajes polínicos, con dominio de los indicadores pantanosos como las Mirtáceas (850 granos/ cm^2 /año), *Escallonia* (hasta 300 granos/ cm^2 /año), *Cissus striata* (hasta 97,2 granos/ cm^2 /año), *Azara celastrina* (hasta 65 granos/ cm^2 /año). Entre los representantes no arbóreos, destacan los altos valores de influjo de las Fabáceas (18-234

granos/cm²/año) y Brasicáceas (17-188 granos/cm²/año). Durante la fase se observa una sostenida tendencia de disminución del tiempo de depositación, variando desde 90 a 30 años por centímetro desde la base hacia el techo de la zona. La tasa total de acumulación de granos exhibe un incremento durante el transcurso de la fase.

Fase PC-3B: Esta fase se caracteriza por el abrupto descenso de los valores de influjo polínico de todos los taxa arbóreos característicos de los bosques pantanosos. En contraste los valores de influjo de las especies arbóreas esclerófilas se mantienen como en la fase anterior o aumentan sus valores. También los taxa no arbóreos experimentan descensos del influjo polínico, particularmente las Poáceas, Fabáceas y Brasicáceas. El descenso del influjo de prácticamente todos los taxa se refleja en tasas totales de acumulación menores que en la fase anterior.

Fase PC-3C: Esta fase se caracteriza por la recuperación de los valores de influjo polínico de todos los taxa y la fuerte variación de los mismos. Entre los indicadores de bosque pantanoso destacan los mayores valores de influjo de *Drimys winteri* (hasta 258 granos/cm²/año), Mirtáceas (hasta 3824), *Escallonia* (hasta 1785 granos/cm²/año) y *Cissus striata* (hasta 123,5 granos/cm²/año). Entre los taxa no arbóreos destacan los altos valores de influjo de las Fabáceas (hasta 256 granos/cm²/año) y de las Liliifloras (hasta 465 granos/cm²/año). Como resultado del incremento del influjo de prácticamente todos los taxa las tasas totales de acumulación son altas durante todo el transcurso de la fase, los máximos registrados en la columna. Los tiempos de depositación se mantienen bajos aumentando levemente hacia el techo de la fase.

Fase PC-3D: Esta fase se caracteriza por bajos valores de influjo de todos los taxa, en la base, aumentando fuertemente hacia el techo del registro hasta llegar a valores

máximos en tiempos subactuales. El tiempo de depositación exhibe una tendencia de disminución desde la base hacia el techo (25 a 6,3 años/cm) probablemente un efecto de la compactación de los sedimentos superiores del testigo producido durante la extracción (un error que se desprende del uso del barreno Wright de llenado terminal).

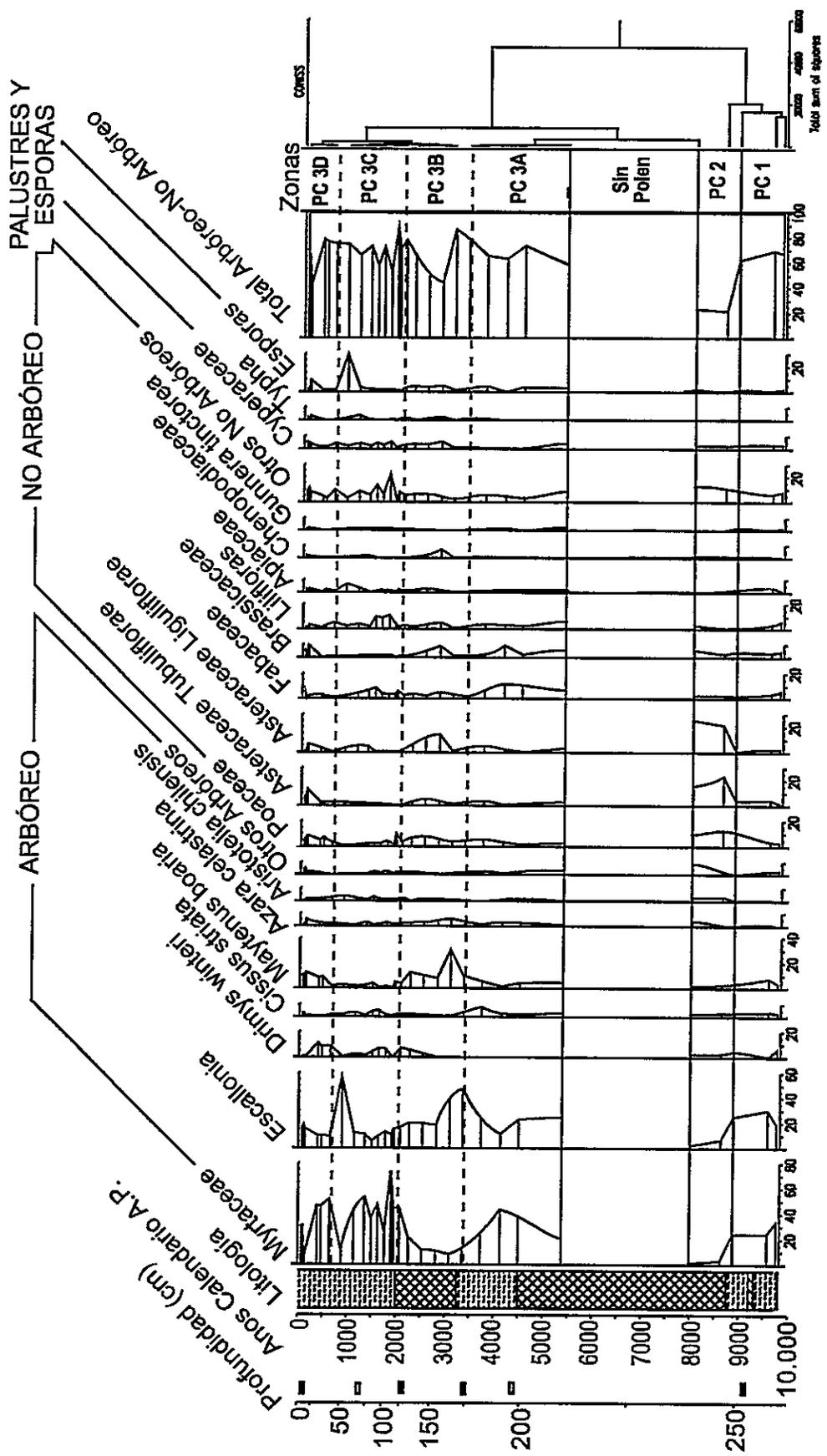


Figura 4: Diagrama de porcentajes polínicos del perfil Palo Colorado, expresado en años calendario A.P. De Izquierda a derecha se indica la profundidad, con rectángulos negros los puntos donde se realizaron fechados radiocarbónicos, escala de edades, litología, porcentajes polínicos para cada taxa agrupados en arbóreos, no arbóreos y palustres y esporas, zonas polínicas y dendrograma CONISS.

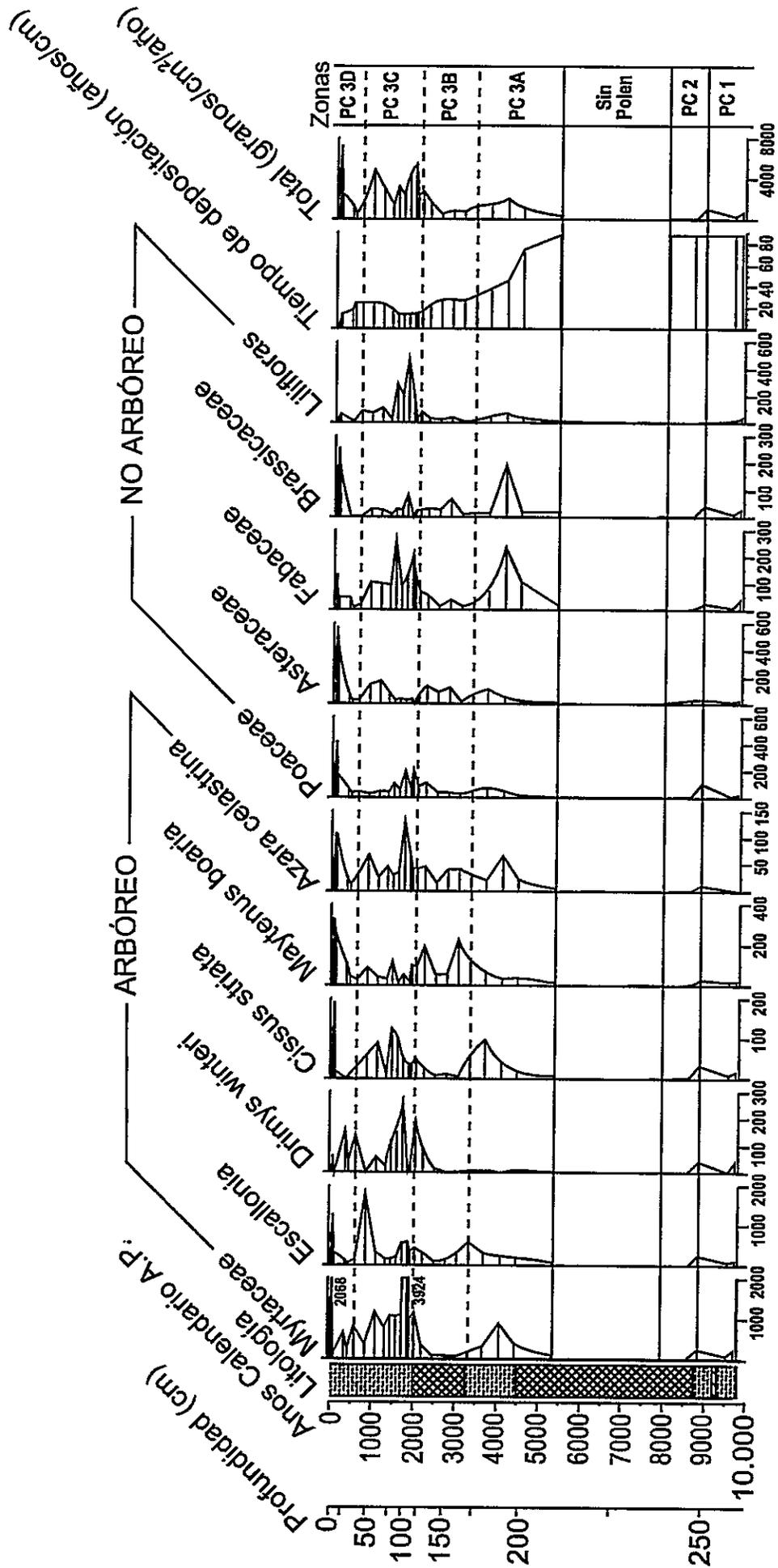


Figura 5: Diagrama de influjos polínicos del perfil Palo Colorado. Organizado de igual forma que el diagrama de porcentajes. Se presentan además los tiempos de deposición y las tasas de acumulación total de granos por unidad de área por año.
 * El grafico para el taxon Myrtaceae se encuentra truncado, los valores mayores a la escala se expresan dentro del gráfico.

DISCUSIÓN

Interpretación Paleoclimática

Los resultados del análisis estratigráfico del registro Palo Colorado muestran presencia de limos oscuros con altos contenidos de materia orgánica y un contenido polínico dominado por indicadores de bosque pantanoso a comienzos de la depositación (zona PC-1), cerca de los 9800 años AP. Este espectro ha sido asociado a las condiciones húmedas imperantes durante el Holoceno temprano. En la zona PC-2, tanto el dominio de taxa no arbóreos, principalmente Asteráceas, así como los bajos valores de influjo polínico para todos los taxa y el predominio de sedimentos inorgánicos, sugieren un paisaje vegetacional abierto y condiciones climáticas muy áridas para el período entre ~8830 y ~7970 años AP. Posteriormente, la notoria disminución del contenido polínico (insuficiente para realizar recuentos), así como la presencia de trazas de polen de Asteráceas y el dominio de sedimentos inorgánicos sugieren intensificación de la aridez en la región. Hemos interpretado estos sedimentos como depositados de manera continua, sobre la base de los resultados estratigráficos y cronológicos ya discutidos. Alternativamente, si se considerase la posibilidad de un hiato producido por depositación instantánea, este evento tendría que haber ocurrido durante un período dominado por condiciones áridas y escasa cobertura vegetal, ya que estas condiciones podrían haber impedido la retención de suelos en las laderas.

Esta fase árida habría culminando alrededor de los 5300 años AP., fecha en que ocurre la reexpansión de los indicadores de bosque pantanoso en Palo Colorado, proceso asociado a un notable aumento del porcentaje de materia orgánica en los sedimentos (zona PC-3) entre 3300 y 2000 años AP., el descenso de los valores de frecuencia e influjo de los taxa pantanosos, el aumento de los valores de un taxa esclerófilo marginal (*Maytenus boaria*), la disminución de los taxa arbóreo en general y el aumento de las proporciones de las Asteráceas Ligulifloras, sugiere una reversión de la tendencia húmeda, con máximo de sequedad registrado a los ~2.750 años AP. Esta fase relativamente árida fue sin duda de menor intensidad que la detectada durante el Holoceno temprano a medio, como lo sugieren las tasas relativamente mayores de acumulación total de granos y los relativamente menores tiempos de depositación de sedimentos. A partir de los 2000 años AP (PC - 3C) se observa la paulatina recuperación de las abundancias de las Mirtáceas y de *Drimys winteri*, sugiriendo un nuevo auge de la formación pantanosa, probablemente asociado a un aumento en los niveles de humedad. Las fluctuaciones en las frecuencias e influjos polínicos de los taxa pantanosos durante la fase como asimismo las fluctuaciones de las proporciones arbóreas versus no arbóreas y el relativo aumento de las Lilifloras (bulbosas asociadas a regiones semiáridas con intermitencia de las precipitaciones) sugieren que este período se caracterizó por una mayor variabilidad climática, aunque en un contexto general de clima relativamente húmedo. Durante la última fase del registro (PC - 3D), a partir de ~590 años AP. se observa un nuevo descenso de los taxa arbóreo pantanosos, un aumento en las

proporciones de *Maytenus boaria* y la práctica desaparición de *Drimys winteri*. Posiblemente, estos cambios estén asociados a perturbación antrópica reciente.

Considerando los valores de influjo y tasas de depositación, probablemente el período húmedo registrado a inicios de la secuencia, antes de la fase árida sin polen, fue de menor intensidad que los períodos húmedos registrados en el Holoceno tardío

Correlaciones Locales

Considerando las similitudes en los ambientes deposicionales, composición de la vegetación y cercanía geográfica, y las diferencias en las cronologías entre los registros de los bosques pantanosos de Ñague (Maldonado y Villagrán 2002) y Palo Colorado, ambos situados en la costa semiárida (~32°S), pensamos que ambos bosques estarían registrando una misma señal climática. Las diferencias en la cronología de ocupación del bosque pantanoso en el área estarían determinadas por los distintos umbrales de respuesta de ambos sitios frente a un aumento gradual en los niveles de humedad en la zona. En efecto, existen diferencias en el área de captación de aguas de las cuencas hidrográficas de ambos. Así el bosque de Palo Colorado tiene una cuenca de mayor área y está circundado por cerros de mayor altura, condiciones que posibilitarían una mayor captación de las precipitaciones, lo cual repercutiría en una mayor recarga de la napa subterránea. Posiblemente sea esta razón la que determina que el registro Palo Colorado tenga mayor antigüedad que Ñague y que haya expandido el bosque pantanoso antes que en Ñague. También la recuperación del bosque pantanoso, a continuación del período seco registrado después de 3300 años AP. , ocurre primero en Palo Colorado.

Adicionalmente, se observa una buena correlación entre las variaciones climáticas inferidas a partir de los registros palinológicos de la costa semiárida (~32°S) con los diferentes tipos de ocupaciones humanas registradas en esta misma área, de acuerdo a Jackson (datos no publicados). Este autor sugiere un patrón de ocupación humana determinado, al menos en parte, por los cambios climáticos registrados. Así, desde inicios del Holoceno hasta 8700 años AP, los registros de ocupaciones humanas estuvieron caracterizados por sitios arqueológicos que denotan una alta especialización en la obtención de recursos marinos. Posteriormente sigue un período sin registro arqueológico hasta 7600 años AP. A partir de esta fecha y hasta 4200 años AP, los registros de ocupaciones humanas denotan un carácter transitorio de los cazadores recolectores y con un amplio espectro en la obtención de recursos. Después de 4200 años AP y hasta el final del registro arqueológico de cazadores recolectores (2000 años AP), las ocupaciones humanas en la costa son de carácter más permanente. Es decir, en términos generales, se registran ocupaciones humanas de carácter relativamente permanente y especializado durante los lapsos con mayor humedad y ocupaciones humanas de carácter más transitorio y de amplio espectro de utilización de los recursos durante los períodos más áridos.

Correlaciones regionales

Como se dijo antes, el registro palinológico Palo Colorado comienza alrededor de los 10.000 años AP., bajo condiciones climáticas interpretadas como húmedas, las cuales persistieron hasta aproximadamente 8800 años AP. Si bien son pocos los registros continentales de Chile central y Norte Chico que abarcan este período, las evidencias

paleopedológicas documentadas por Veit (1996), para gran parte del Norte Chico y Chile central (27 - 33° S), sugieren condiciones húmedas durante el comienzo del Holoceno hasta los ~8300 años AP. También el registro de Laguna Aculeo de Chile central, a los 33°50' S, si bien muestra condiciones áridas durante todo el Holoceno temprano y medio hasta cerca de los 5.700 años AP., exhibe una intercalación de gyttia cercana a la base del registro, alrededor de los 9.000 años AP., sedimentos interpretados como procedentes de una breve fase de playa lacustre seguida de sedimentación fluvial (Jenny et al. 2002b). Las evidencias sedimentológicas provenientes de un registro marino a la latitud de Chile central, alrededor de los 33° S, muestran para el lapso una tendencia de aridez creciente que culmina a los 8000 años AP. (Lamy et al. 1999). Para este mismo registro, análisis de Alkenonas permiten inferir temperaturas superficiales del mar similares a las actuales entre 10.000 y 8000 años AP. (Kim et al. 2002).

En el período comprendido entre 8800 y 5300 años AP. en el registro Palo Colorado se observa predominio de polen no arbóreo, hasta alrededor de 8000 años AP, la cual fue seguida por una fase con escasa o nula presencia de polen y dominio de sedimentos inorgánicos, condiciones que han sido interpretadas como correspondientes a creciente aridez en la región. Concordantemente, todos los registros de la zona mediterránea de Chile central y Norte Chico muestran para este período condiciones cálidas y áridas. Por ejemplo, los registros paleopedológicos del Norte Chico sugieren condiciones climáticas caracterizadas por un incremento de las temperaturas de hasta 3° C, entre ~8000 y ~5900 años AP. (Veit 1996). Los sedimentos de Laguna Aculeo evidencian la existencia de un lago efímero y somero hasta 8500 años AP., sucedido por

un lago salino, con precipitación de carbonatos, hasta los 5700 años AP. (Jenny et al. 2002b). Los sedimentos del registro Aculeo solamente contienen polen a partir de 7500 años AP., con dominancia de Quenopodiáceas, taxa indicadores de evaporación y concordante con condiciones de mayor salinidad bajo un clima seco y cálido (Villa-Martínez et al. 2003). En el registro marino de Chile central anteriormente citado también se han postulado condiciones áridas estables entre 8000 y 4000 años AP. (Lamy et al. 1999), asociadas a temperaturas superficiales del mar en ascenso a partir de los 8000 años AP., elevándose hasta 2,5° en un período de 500 años; Este registro muestra las mayores temperaturas en torno a los 6500 años AP. (Kim et al. 2002). En concordancia con las evidencias paleoclimáticas los datos geomorfológicos documentan la presencia de un nivel marino situado a 3,8 m por sobre el nivel actual del mar en la costa de Algarrobo (33° S), el cual ha sido fechado en 6500 años AP. (Hervé et al. 2003). Por otra parte, el máximo transgresivo del mar registrado en la costa chilena, a 30° S, ha sido fechado en 6800 años AP. (Ota & Paskoff 1993). En la región andina, el registro de Laguna del Negro Francisco, en los Andes de Copiapó (27° S), muestran una primera fase lacustre salina depositada bajo condiciones áridas entre 6800 y 4200 años AP. Las mismas condiciones áridas imperantes en el Holoceno temprano a medio han sido inferidas a partir de los registros palinológicos de bosques pantanosos de Chile central y Norte Chico. El registro de Ñague en la costa de Los Vilos muestra a los 6100 años cal AP. el dominio de taxa de matorral, los cuales son remplazados por indicadores húmedos después de 4200 años cal AP. (Maldonado & Villagrán 2002). También el registro del bosque pantanoso de Quintero (33° S; Quintero II) sugiere condiciones cálidas y secas, con dominio de Quenopodiáceas entre 6900 y 4500 años cal AP. (Villa-

Martínez & Villagrán 1997). Como se desprende de los antecedentes expuestos existe consenso en la literatura acerca de la existencia de una fase árida durante el Holoceno temprano a medio, aunque difiera la cronología precisa de este evento entre los distintos registros. Tales diferencias son entendibles si consideramos las diferencias que existen en la sensibilidad de respuesta a los cambios entre los distintos *proxy-data* utilizadas. Posiblemente, esta fase árida tuvo un inicio bastante abrupto y un término más gradual, como se desprende de las tendencias en las paleotemperaturas superficiales del océano inferidas a partir de los registros marinos (Kim et al. 2002).

A partir de los 5300 años AP., el registro Palo Colorado muestra la presencia del bosque pantanoso, bajo condiciones más húmedas que durante el período anterior. Estas condiciones se infieren tanto en los cambios de la litología y aumento del contenido de materia orgánica de los sedimentos, como por el aumento de las Mirtáceas y de *Escallonia*. Estas condiciones se mantienen hasta los 3300 años AP., fecha a partir de la cual se detecta una nueva fase seca, cuyo máximo ocurre a los 2700 años AP. y la cual ha sido inferida a partir de los descensos en los porcentajes e influjo de taxa pantanosos. También el registro palinológico obtenido en el bosque pantanoso de Ñague muestra una reversión de la humedad a partir de los 3200 años AP. (Maldonado & Villagrán 2002). La recuperación del bosque pantanoso en el sitio Palo Colorado, asociado a mayores valores de porcentaje e influjo polínico de taxa hidrófilos se registran en torno a 2000 años AP., fecha en que se inicia un período marcado por una fuerte variabilidad en las proporciones de Mirtáceas y aumento en las proporciones de Liliifloras, sugiriendo aumento en la variabilidad de las precipitaciones, aun bajo un contexto húmedo. Para este tiempo varios otros registros de Chile central y Norte Chico también sugieren un

aumento en la variabilidad climática (Jenny et al. 2002b, Marchant et al. 1999, Riedinger et al. 2002, Villa-Martínez et al. 2003). El registro de Laguna Aculeo muestra el término de una breve fase árida a los 1800 años AP. y el comienzo de condiciones húmedas con períodos de alta variabilidad en las precipitaciones hasta el presente (Jenny et al. 2002a). El registro del bosque pantanoso Quintero muestra la instauración del actual bosque pantanoso a los ~1600 años AP. (Villagrán & Varela 1990). El registro de Quintero II muestra esta instauración del bosque pantanoso a los 1950 años AP. (Villa-Martínez & Villagrán 1997).

De manera similar a otros registros de Chile central (Jenny et al. 2002a, Maldonado & Villagrán 2002, Villagrán 1982, Villa-Martínez & Villagrán 1997, Villa-Martínez et al. 2003), el último período del perfil polínico de Palo Colorado probablemente estuvo afectado por perturbaciones antrópicas, como lo sugiere el descenso de los taxa arbóreo pantanosos y el aumento de las abundancias de *Maytenus boaria* y taxa no arbóreos, como Poáceas, Asteráceas y Brasicáceas. En el último tiempo se ha enfatizado en la literatura la incidencia de ENOS en el clima del Holoceno (Jenny et al. 2002b, Marchant et al. 1999, Moy et al. 2002, Riedinger et al. 2002, Rodbell et al. 1999, Sandweiss et al. 2001, Sandweiss et al. 1996). La mayoría de los autores coinciden en postular una moderada a nula influencia de eventos ENOS durante el Holoceno temprano a medio (Jenny et al. 2002b, Marchant et al. 1999, Moy et al. 2002, Riedinger et al. 2002, Rodbell et al. 1999). En lo que respecta al inicio del fenómeno, existen discrepancias entre los distintos autores. Algunos proponen un aumento de la influencia ENOS a partir de 5700-5800 años AP. (Jenny et al. 2002b, Sandweiss et al. 2001),

mientras que otros autores sugieren un aumento gradual en la periodicidad a partir de 7000 años AP. (Moy et al. 2002, Riedinger et al. 2002, Rodbell et al. 1999) Sin embargo, los autores coinciden en señalar un aumento en la frecuencia de eventos ENOS a partir de 3200 años AP., adquiriendo a partir de esta fecha su dinámica actual (Jenny et al. 2002b, Marchant et al. 1999, Riedinger et al. 2002, Sandweiss et al. 2001, Villamartínez et al. 2003). En un análisis más detallado Moy y colaboradores (2002) sugieren una tendencia de aumento gradual en la frecuencia de eventos ENOS, con una señal superimpuesta de variabilidad a escala de tiempo milenial, durante el Holoceno, la cual culmina a los ~1200 años cal AP., disminuyendo hacia la actualidad. También los registros sedimentarios en Islas Galápagos muestra la mayor frecuencia de estos ENOS entre ~1950 y ~930 años AP. (Riedinger et al. 2002). Nuestro registro de Palo Colorado muestra una marcada variabilidad de las frecuencias e influjos polínicos de todos los taxa durante el lapso 2000 a 1400 años AP.

De estos antecedentes se concluye que, pese a que el análisis de polen no tiene la resolución temporal necesaria para evaluar la presencia de eventos ENOS, es posible que la variabilidad registrada en Palo Colorado, entre 2000 a 1400 años AP. este dando cuenta de períodos con una mayor recurrencia de eventos ENOS en la región de estudio.

CONCLUSIONES

El registro palinológico del bosque pantanoso de Palo Colorado permite inferir la siguiente secuencia de eventos paleoclimáticos para la zona central de Chile:

Después de una breve fase húmeda registrada a inicios del Holoceno, entre ~9800 y ~8830 años AP., caracterizada por la predominancia de indicadores de bosque pantanoso, sucede una larga fase árida que se inicia con la desaparición de los indicadores de bosque y el dominio de vegetación abierta, alrededor de ~8000 años AP., fase seguida por una intensificación de la aridez evidenciada por la escasez o ausencia de contenido polínico y elevados porcentajes de materia inorgánica en los sedimentos. Estas condiciones climáticas son consistentes con las postuladas a partir de las evidencias de Chile central y Chile central Sur durante el período. Una hipótesis de desplazamiento hacia el sur del cinturón de vientos del oeste y/o una mayor influencia anticiclónica, como lo sugiriera Lamy et al. (2001) sobre la base de evidencias sedimentológicas de la región de Los Lagos del sur de Chile, sería coherente con este clima.

La recuperación del bosque pantanoso de Palo Colorado desde al menos 5300 años AP. sugiere aumento de la humedad en la región, aunque no de manera continua. Entre ~3000 y ~2000 años AP. se registra una nueva fase árida, de menor envergadura que la anteriormente documentada. A partir de los ~2000 años AP. se observa la culminación de la recuperación de las condiciones de humedad. Si bien estas condiciones sugieren

una influencia del cinturón de vientos del oeste parecida a la actual durante el Holoceno tardío se destaca la fuerte variabilidad de los indicadores polínicos. De acuerdo a esto se desprende que después de 2000 años AP. las precipitaciones fueron de carácter más variable que durante los períodos previos, hecho posiblemente asociado a una mayor frecuencia de eventos ENOS, siempre bajo condiciones relativamente húmedas.

Los eventos climáticos postulados para el perfil Palo Colorado son consistente con las otras evidencias paleoclimáticas físicas y biológicas publicadas para Chile central y Norte Chico. Esta coherencia sugiere que los cambios locales en los montos de humedad inferidos en nuestro registro obedecerían a una señal climática regional, posiblemente a cambios en la influencia del cinturón de vientos del oeste, cambios en la intensidad del ASPS y durante la segunda mitad del Holoceno tardío una mayor variabilidad climática.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a Juan Sparwater, por su buena disposición y facilidades prestadas para trabajar en el Fundo Palo Colorado. A Donald Jackson, por el apoyo logístico e interés en la investigación. A Patricio Moreno, Claudio Latorre, Jean Pierre François y Anita Abarzua, por su ayuda en las labores de terreno.

Se agradece el apoyo económico del Proyecto Fondecyt N° 1030585; Beca Doctoral de Conicyt; Beca de Apoyo a la Realización de Tesis Doctoral de Conicyt; Proyecto PG/01/02-Universidad de Chile y Proyecto CEAZA.

BIBLIOGRAFIA

- ACEITUNO P (1988) On the Functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part I. Surface Climate. *Monthly Weather Review* 116:505-523.
- EARLE LR, BG WARNER & R ARAVENA (2003) Rapid development of an unusual peat-accumulating ecosystem in the Chilean Altiplano. *Quaternary Research* 59:2-11.
- FAEGRI K & J IVERSEN (1989) *Textbook of Pollen Analysis*, 4^a edn. Blackwell Scientific Publication
- FUENZALIDA P (1965) *Biogeografía*. En CORFO (ed) *Geografía Económica de Chile*: Editorial Universitaria S.A., Santiago, Chile.
- GARREAUD R & P ACEITUNO (2002) Atmospheric circulation over South America: Mean features and variability. En VEBLÉN T A ORME & K YOUNG (eds) *The Physical Geography of South America*: Oxford University Press.
- GRIMM E (1987) CONISS: a fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers and Geosciences* V:13-35.
- GROSJEAN M, BL VALERO-GARCÉS, MA GEYH, B MESSERLI, U SCHOTTERER, H SCHREIER & K KELTS (1997) Mid-and late-Holocene limnogeology of Laguna del Negro Francisco, northern Chile, and its palaeoclimatic implications. *The Holocene* 7:151-159.

- GROSJEAN M, MA GEYH, B MESSERLI, H SCHREIER & H VEIT (1998) A late-Holocene (<2600 BP) glacial advance in the south-central Andes (29°S), northern Chile. *The Holocene* 8:473-479.
- HERVÉ F, A ENCINAS, R VILLA-MARTÍNEZ, N SVEN, K FINGER & D PETERSON (2003) Registro sedimentológico de la transgresión marina del Holoceno Medio en el área de Algarrobo (33°22'S), Chile Central. Implicaciones tectónicas y paleoecológicas. In: 10° Congreso Geológico Chileno. Universidad de Concepción, Concepción, Chile
- HEUSSER CJ (1990) Ice age vegetation and climate of subtropical Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 80:107-127.
- JENNY B, BL VALERO-GARCÉS, R URRUTIA, K KELTS, H VEIT, PG APPLEBY & M GEYH (2002a) Moisture changes and fluctuations of the Westerlies in Mediterranean Central Chile during the last 2000 years: The Laguna Aculeo record (33°50'S). *Quaternary International* 87:3-18.
- JENNY B, BL VALERO-GARCÉS, R VILLA-MARTÍNEZ, R URRUTIA, MA GEYH & H VEIT (2002b) Early to Mid-Holocene Aridity in Central Chile and the Southern Westerlies: The Laguna Aculeo Record (34°S). *Quaternary Research* 58: 160-171.
- KIM J-H, RR SCHNEIDER, D HEBBELN, PJ MÜLLER & G WEFER (2002) Last deglacial sea-surface temperature evolution in the Southeast Pacific compared to climate changes on the South American continent. *Quaternary Science Reviews* 21:2085-2097.

- LAMY F, D HEBBELN & G WEFER (1999) High-resolution marine record of climatic change in mid-latitude Chile during the last 28,000 years based on terrigenous sediment parameters. *Quaternary Research* 51:83-93.
- LAMY F, D HEBBELN, U RÖHL & G WEFER (2001) Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth and Planetary Science Letters* 185:369-382.
- MALDONADO A (1999) Historia de los bosques pantanosos de la costa de Los Vilos (IV Región, Chile) durante el Holoceno medio y tardío. In: Facultad de Ciencias. Universidad de Chile, Santiago, p 79.
- MALDONADO A & C VILLAGRÁN (2002) 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* 58:130-138.
- MARCHANT M, D HEBBELN & G WEFER (1999) High resolution planktic foraminiferal record of the last 13,300 years from the upwelling area off Chile. *Marine Geology* 161:115-128.
- MILLER A (1976) The Climate of Chile. En SCHWERDTFEGER W (ed) *Climates of Central and South America*: 113-145. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- MOY CM, GO SELTZER, DT RODBELL & DM ANDERSON (2002) Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature* 420:162-165.

- OTA Y & R PASKOFF (1993) Holocene Deposits on the Coast of North-Central Chile: Radiocarbon Ages and Implications for Coastal Changes. *Revista Geológica de Chile* 20:25-32.
- RAMÍREZ C, F FERRIERE & H FIGURAUEROA (1983) Estudio fitosociológico de los bosques pantanosos templados del sur de Chile. *Revista Chilena de Historia Natural* 56:11-26.
- RAMÍREZ C, C SAN MARTÍN & J SAN MARTÍN (1995) Estructura florística de los bosques de Chile sur-central. Capítulo 11. En KALIN M (ed) *Ecología de los bosques nativos de Chile*: 215-234. Editorial Universitaria, Santiago.
- RIEDINGER MA, M STEINITZ-KANNAN, WM LAST & M BRENNER (2002) A 6100 14C yr record of El Niño activity from the Galápagos Islands. *Journal of Paleolimnology* 27:1-7.
- RODBELL DT, GO SELTZER, DM ANDERSON, MB ABBOTT, DB ENFIELD & JH NEWMAN (1999) An ~15,000-year record of El Niño-Driven Alluviation in Southwestern Ecuador. *Science* 283:516-520.
- SAN MARTÍN J, A TRONCOSO & C RAMÍREZ (1988) Estudio fitosociológico de los bosques pantanosos nativos de la Cordillera de la Costa en Chile Central. *Bosque* 9:17-33.
- SANDWEISS DH, JB RICHARDSONIII, EJ REITZ, HB ROLLINS & KA MAASCH (1996) Geoarchaeological Evidence from Peru for a 5000 Years B.P. Onset of El Niño. *Science* 273:1531-1533.

- SANDWEISS DH, KA MAASCH, RL BURGER, JB RICHARDSONIII, HB ROLLINS & A CLEMENT (2001) Variation in Holocene El Niño frequencies: Climate records and cultural consequences in ancient Peru. *Geology* 29: 603-606.
- STOCKMARR J (1971) Tablets with Spores used in Absolute Pollen Analysis. *Pollen et Spores* 13:615-621.
- STUIVER M, PJ REIMER, E BARD, JW BECK, GS BURR, KA HUGHEN, B KROMER, FG MCCORMAC, J VAN DER PLICHT & M SPURK (1998) INTCAL98 Radiocarbon age calibration 24,000 - 0 cal BP. *Radiocarbon* 40:1041-1083.
- VAN HUSEN C (1967) Klimagliederung in Chile auf der Basis von Häufigkeitsverteilungen der Niederschlagssummen. In: *Geographische Hefte* 4, Freiburger, pp 1-113.
- VARELA J (1981) Geología del Cuaternario del área de los Vilos-Ensenada El Negro (IV Región) y su relación con la existencia del bosque "relict" de Quebrada Quereo. In: *Congreso Internacional de Zonas áridas y Semiáridas, La Serena*, pp 17-30.
- VEIT H (1996) Southern Westerlies during the Holocene deduced from geomorphological and pedological studies in the Norte Chico, Northern Chile (27-33°S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 123:107-119.
- VILLAGRÁN C (1982) Estructura florística e historia del bosque pantanoso de Quintero (Chile, V Región) y su relación con las comunidades relictuales de Chile Central y Norte Chico. *Actas del III Congreso Geológico Chileno*:377-402.

VILLAGRÁN C & J VARELA (1990) Palynological Evidence for Increased Aridity on the Central Chilean Coast during the Holocene. *Quaternary Research* 34:198-207.

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

VILLA-MARTÍNEZ R, C VILLAGRÁN & B JENNY (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.

CAPÍTULO 3

**RELACION ENTRE LOS SISTEMAS DE VIENTOS DEL OESTE Y VIENTOS
DEL ESTE, DURANTE LOS ÚLTIMOS >52.000 AÑOS, EN LA ZONA DE
MAXIMA PENETRACION ALTITUDINAL DEL DESIERTO DE ATACAMA
EN CHILE (25°30' S): ANALISIS DE POLEN FOSIL EN
PALEOMADRIGUERAS DE ROEDORES**

RESUMEN

Las precipitaciones en Chile están controladas por dos grandes sistemas climáticos: 1) En el extremo norte del país el cinturón de vientos alisios, el cual ejerce su influencia en forma decreciente hacia el SW, debido al efecto de sombra de lluvias ejercido por la cordillera de los Andes y 2) En Chile centro – sur, el cinturón de vientos del oeste, el cual ejerce su influencia en forma decreciente hacia el NE debido a la presencia del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur. En el área de transición entre ambos sistemas (~25° S) se establece una zona tropical - subtropical muy árida, en la cual la influencia de ambos cinturones climáticos es mínima. Lo cual se expresa en precipitaciones mínimas ocasionales en invierno en los sitios bajos a intermedios, asociadas al cinturón de vientos del oeste y precipitaciones también mínimas y esporádicas pero estivales en los sectores de mayor altura, asociadas al cinturón de vientos del este.

Debido a su condición de borde para ambos sistemas climáticos, esta zona intermedia en torno a 25° S es de especial relevancia para estudiar la interacción entre ambos sistemas climáticos. Por esta razón seleccionamos nuestro sitio de estudio de Quebrada del Chaco a los 25° 30' S entre 2600-3500 msnm. Realizamos un análisis polínico de paleomadrigueras de roedores, el cual permite establecer la siguiente secuencia paleoclimática: a los >52.000, 40– 33.000 años ¹⁴C AP y 25– 17.000 años AP se ha inferido mayor humedad que la actual en la zona, proveniente de una mayor influencia del sistema de vientos del oeste. Entre 17 y 14.000 años AP., destaca un período con mayor humedad que la actual, la que sería aportada tanto por el cinturón de vientos del este como del oeste. En el período que sigue, la influencia del cinturón de vientos del oeste desaparece en la zona, sin embargo se mantienen condiciones húmedas, provenientes exclusivamente de fuente este, hasta los 11.000 años AP. Durante la mayor parte del Holoceno, el registro de Quebrada del Chaco muestra condiciones áridas con ausencia de vegetación zonal. Solamente se registran indicadores polínicos procedentes de la vegetación azonal, es decir, la vegetación restringida a situaciones geomorfológicas particulares que permiten una cierta humedad edáfica con vegetación. Solo a partir de 1400 años AP. vuelve a aumentar la humedad en el área de estudio, a juzgar por los espectros polínicos de vegetación zonal que sugieren un mayor aporte de las lluvias invernales de fuente extratropical oeste.

INTRODUCCION

La composición y distribución de la vegetación de Chile está determinada por la interacción de los dos grandes sistemas climáticos que controlan las lluvias del continente: a) El sistema de vientos del oeste que posibilita la humedad de Chile central y austral y, en su dominio norte, determina las lluvias invernales andinas más boreales a la latitud del área de estudio (Montecinos et al., 2000; Rutllant and Fuenzalida, 1991) y b) El cinturón de vientos del este que determina las lluvias de gran parte de Sudamérica, al este de los Andes, y que, en su dominio sur, es responsable de las lluvias del Altiplano de Perú, Bolivia, NW de Argentina y Norte Grande de Chile (Garreaud and Aceituno, 2002). La Cordillera de los Andes, con alturas promedio que sobrepasan los 5000 m en Chile central y norte, ejerce un significativo efecto de sombra de lluvias a las masas de aire húmedo provenientes de ambos sistemas, restringiendo gran parte de las precipitaciones invernales procedentes del oeste a la costa Pacífica de Chile central - sur y las estivales procedentes del este al extremo norte del Altiplano chileno, el llamado "Invierno boliviano" (Garreaud and Aceituno, 2002; Miller, 1976). Así, la interacción de ambos sistemas climáticos y la presencia andina determinan el rasgo biogeográfico más significativo del Cono Sur de Sudamérica, la existencia de un cinturón con clima y vegetación árida que se extiende desde el mismo extremo SE del continente y se prolonga por la costa Pacífica del norte de Chile y Perú, hasta latitudes cercanas al ecuador, la así llamada "Diagonal árida de Sudamérica" (Villagrán and Hinojosa, 1997).

La Cordillera de Taltal, situada entre las latitudes 24° y 26° S, el sector de la Cordillera de los Andes focalizado en este estudio, corresponde al centro de la Diagonal Árida, es decir, al límite boreal de las lluvias procedentes del cinturón de los oeste de las latitudes templadas y al extremo más árido del gradiente NW-SE de precipitaciones de fuente amazónica (Figura 1). Esta situación geográfica determina que en este tramo latitudinal se produzca la máxima penetración hacia los Andes del hiperárido Desierto de Atacama de la costa Pacífica de Sudamérica. Así, los estudios biológicos comparativos en los Andes del norte de Chile han mostrado que la gradual expansión altitudinal del Desierto de Atacama, desde el NW hacia el SE, determina una significativa pauperización de la biota andina en el mismo sentido, proceso que se expresa en un dramático descenso del número de especies y de la cobertura vegetal (Arroyo et al., 1988; Moreno et al., 1994; Villagrán et al., 1983). Este proceso culmina, a la latitud de la Cordillera de Taltal, con la pérdida de la heterogeneidad que caracteriza la zonación vegetal de los Andes Centrales, debido a la práctica desaparición de los escalones inferiores e intermedios de vegetación, los más afectados por la aridez (Pisos Pre-Puneño y Puneño, por bajo 3000 m de altitud). Por otra parte, la influencia de dos regímenes climáticos distintos a esta latitud determina una estructura fitogeográfica mixta de la flora. Numerosas taxa de procedencia mediterránea y andino-patagónica disminuyen gradualmente sus abundancias desde el SE hacia el NW (Villagrán et al., 1983), encontrando sus límites norte de distribución a la latitud de la Cordillera de Taltal, mientras que taxa de procedencia puneña encuentran sus límites sur en la misma latitud (Arroyo et al., 1998). Paralelamente, la expansión altitudinal del desierto de Atacama en esta área, permite el aporte de poblaciones pioneras de especies adaptadas a

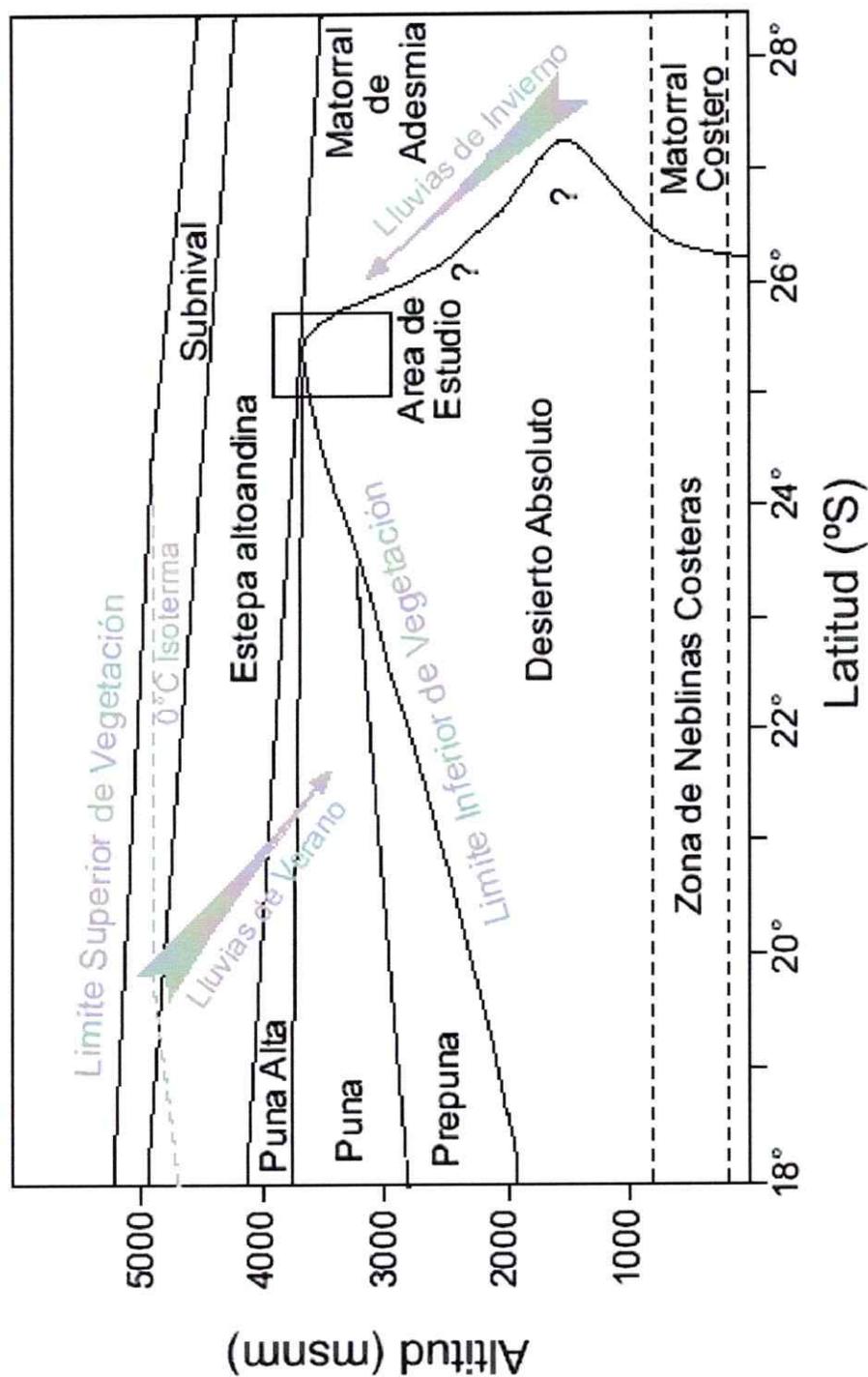


Figura 1: Área de estudio destacando su posición en la zona de máxima penetración del desierto de Atacama en los Andes. Se muestra el ascenso altitudinal y restricción areal de los pisos de vegetación (modificado de Schmidthusen 1956; Villagrán et al 1983; Latorre et al en prep.), el límite de la isoterma 0°C y el límite superior de la vegetación. Con flechas se destaca la influencia de los vientos del Este y del Oeste.

la hiperáridéz de la costa Pacífica. Así, el carácter de transición climática y biogeográfica que exhibe este sector andino confieren a la zona una destacada relevancia para preguntas focalizadas en la dinámica histórica que ha experimentado la Diagonal Árida, es decir, para la inferencia de los grandes cambios de los sistemas climáticos y de la vegetación chilena acaecidos en el pasado.

Los estudios paleoclimáticos realizados en el altiplano de Sudamérica han puesto en evidencia los profundos cambios físicos y biológicos ocurridos durante el último ciclo glacial-interglacial en los Andes Centrales y los problemas que suscita la interpretación paleoclimática. Así, en el altiplano de Bolivia, algunos registros han mostrado la prevalencia de un clima húmedo durante el último máximo glacial, alrededor 24.000 - 20.000 años AP., el cual ha sido interpretado como producto de una mayor influencia del régimen de los vientos del este (Baker et al., 2001; Thompson et al., 1998). En contraste, otros registros en esta área sugieren condiciones áridas y frías para este mismo período (Argollo and Mourguiart, 2000; Mourguiart and Ledru, 2003). Así por ejemplo, altos niveles lacustres y avances glaciares se han establecido para la cuenca del Lago Poopó - Salar de Uyuni solo a partir de ~19.000-13.000 años AP., con máximos niveles entre ~16.100-14.000 años AP. (Clapperton et al., 1997; Clayton and Clapperton, 1997; Fornari et al., 2001; Sylvestre et al., 1999). De igual manera los estudios paleoecológicos en los Andes chilenos han mostrado que la mayor influencia de la fuente este extendió hacia la vertiente andina occidental solamente entre ~17.000 y 11.000 años AP. (Betancourt et al., 2000; Grosjean, 1994; Grosjean et al., 1995; Grosjean et al., 2001b; Latorre et al., 2002; Rech et al., 2002). Las diferencias en las

cronologías y dirección de estos eventos paleoclimáticos pueden deberse al menos, en parte, a problemas de fechados y a la dificultad para poder separar y distinguir entre efectos de precipitaciones y de temperaturas. Sin embargo toda esta problemática puede también estar vinculada a influencias de sistemas climáticos distintos en la región, un tema de actual discusión entre los científicos.

Por otra parte, en los Andes argentinos adyacentes a nuestra área de estudio los registros en el Salar del Hombre Muerto (25°20' S; 67°00' W; Godfrey et al., 2003; Lowenstein et al., 2002), han documentado una serie de fases húmedas, durante los períodos temprano y medio de la última glaciación, en los estadios isotópicos marinos (EIM) 5, 4 y 3 (entre 82.000 y 75.000, EIM-5; a los 64.000, EIM-4; entre 57.000 y 55.000, EIM-3; a los 49.000, EIM-3; entre 45.000 y 38.000 años AP., EIM-3), como asimismo durante el Último Máximo Glacial, entre 24.000 a 20.000 años AP. (EIM-2). Los períodos húmedos previos a 49.000 años AP. fueron más intensos hecho que lleva a los autores a sugerir que el acoplamiento entre los cambios de humedad y la insolación puede haber cambiado hace aproximadamente 50.000 años A.P. Asimismo, los estudios sedimentológicos de fondos marinos de latitudes desérticas, 27° 30' S (Lamy et al., 1998), paleolacustres y geomorfológicos (Grosjean et al., 1998; Grosjean et al., 1997b) muestran importantes cambios en el sistema de los vientos del oeste durante el pleistoceno tardío y durante el Holoceno. En Chile central y sur, los estudios palinológicos (Heusser, 1983; Heusser, 1984; Heusser, 1989; Heusser, 1990; Heusser et al., 1999; Villagrán et al., 2004) y los sedimentológicos (Lamy et al., 1999), muestran una serie de fluctuaciones climáticas, con condiciones interestadiales húmedas (40.000-

33.000 años ^{14}C AP., EIM-3) previas al último máximo avance de glaciares, entre 25.500 y 14.500 años ^{14}C AP, EIM-2.

El propósito de este estudio es contribuir al conocimiento paleoclimático y paleovegetacional de los Andes desérticos, sobre la base de un análisis del polen contenido en madrigueras fósiles de roedores acumuladas en pequeñas cuevas y aleros rocosos en Quebrada del Chaco, en la Cordillera de Taltal ($25^{\circ}30'$ S; $69^{\circ}15'$ W; Figura. 2). En otro artículo (Betancourt et al., en preparación), se presentaran los resultados basados en macrofósiles vegetales contenidos en las mismas paleomadrigueras y en la estratigrafía aluvial de la Quebrada de Chaco. El hecho de que esta zona corresponda al límite de la influencia de los dos grandes sistemas climáticos que controlan las lluvias del continente, además de situarse a la latitud de máxima penetración altitudinal del Desierto de Atacama (Figura 1), proporciona a nuestro material de estudio un significativo valor paleoecológico, por su sensibilidad como indicador de la extensión y sentido de cambio que han experimentado durante el Cuaternario los grandes sistemas climáticos que afectan la distribución de la vegetación andina. Los fechados más antiguos de estas paleomadrigueras se remontan por sobre 50.000 años atrás, de manera que nuestro material nos permitirá inferir los cambios climático-vegetacionales acaecidos al menos durante el último ciclo glacial-interglacial.

ÁREA DE ESTUDIO

Quebrada del Chaco (25°30' S; 69°15' W; Figura. 2) corresponde a un largo valle, orientado en dirección este - oeste, abarcando un gradiente altitudinal que va desde 1500 a 4000 m de altitud, en una cuenca con cerros que exceden 5000 m de altura. Quebrada del Chaco se sitúa a la latitud de máxima penetración altitudinal del Desierto de Atacama, abarcando en su porción más baja un tramo hiperárido, sin vegetación, y en su tramo intermedio al límite altitudinal inferior de la vegetación andina, situado a 3100 msnm en el área de estudio (Figura 3). El área con aleros rocosos con paleomadrigueras se sitúa sobre 2500 msnm.

Los datos instrumentales de lluvias de las Estaciones Potrerillos (26°30' S; 69°27' W; 2850 msnm) y Refresco (25°19' S; 69°52' W; 1850 msnm), registran precipitaciones mínimas y principalmente invernales de 52,2 y 9,2 mm/año respectivamente (Hajek and di Castri, 1975), posiblemente originadas por bajas segregadas en altura (Vuille and Ammann, 1997), última expresión boreal de las lluvias originadas bajo la influencia del cinturón de vientos del oeste. Paralelamente, en los sectores de mayor altura a esta misma latitud, se registran las precipitaciones de verano más australes del territorio de Chile, originadas en la baja de Bolivia (Garreaud and Aceituno, 2002; Schwerdtfeger, 1976). Lamentablemente en estos sitios no existen registros instrumentales y sólo contamos con observaciones en terreno.

La zona de estudio corresponde a una de las más pobres en cuanto a riqueza florística, con un registro de 55 taxa vasculares, en contraste con 90 y 144 taxa

registrados a las latitudes inmediatamente al norte (24°30' - 25°10' S) y al sur (26° S), respectivamente (Arroyo et al., 1998; Arroyo et al., 1988; Moreno et al., 1994). La vegetación singulariza por la práctica ausencia de los pisos inferiores de vegetación de vegetación zonal que caracterizan los Andes del extremo norte del país (Pisos prepuneño y puneño). Bajo 3400 m, la vegetación zonal característica de estos escalones altitudinales está ausente y su flora se restringe a quebradas y hondonadas correspondientes a situaciones azonales (Figura. 3). A partir de 4000 msnm los pisos superiores de vegetación (altoandino y subnival) adquieren una mayor continuidad espacial, aunque con coberturas bajas (Figura. 3; Latorre et al., en prep).

En un transecto longitudinal (Figura. 2), de este a oeste, partiendo desde el límite superior de la vegetación en el Cerro Los Patitos, dentro del Cordón Andino, sobre 4500 msnm, es posible apreciar los dos pisos vegetales presentes en la zona, el piso subnival (4500-4300 msnm) y el piso altoandino (4300-4100 msnm; Figura. 3). En general la cobertura vegetal no supera el 10%, en ningún nivel altitudinal siendo por lo general bajo 5% y llegando en algunos casos a 0% de cobertura (Figura. 3). El Piso Subnival, en su tramo superior (sobre 4450 msnm) está constituido por plantas anuales como *Menonvillea virens*, *Mulinum crassifolium* y *Perezia atacamensis*. En su tramo inferior y transición hacia el pajonal (4375 - 4325 msnm) está constituido por *Chaetanthera revoluta*, *Ch. spheroidalis*, *Lenzia chamaepitys* y la Verbenácea *Urbania pappigera*, además de la Gramínea *Stipa frigida*. En general, el Piso Subnival se caracteriza por una baja cobertura vegetal, pero a la vez una gran diversidad. El Piso Altoandino o de pajonal está integrado principalmente por *Stipa frigida*. Este piso es el de mayor cobertura vegetal, aunque presenta una pobre diversidad de especies.

La vertiente occidental del cordón de Domeyko (Figura. 2 y 3), a los 4150 msnm, se mantiene dominado por el pajonal. A los 3850 msnm se manifiesta en forma fragmentaria la vegetación transicional hacia el Piso Puneño, dominada por arbustos de Tolar, como *Junellia bryoides*, *Adesmia spinosissima* y *Ephedra breana*, asociados a la paja *Stipa frigida*. Tanto la diversidad de especies como la cobertura vegetal es muy pobre. Por bajo 3440 msnm no existen otros pisos de vegetación bien conformados y la vegetación es mucho más dispersa. Está representada, débil y discontinuamente en pequeñas hondonadas o quebradas, por *Adesmia spinosissima*, *Cristaria andicola* y, en menor proporción que en el piso anterior, por *Stipa frigida*.

La vegetación azonal de Vegas aparece donde hay napas y pequeños pozones de agua. Está mejor representada en el sector de Salar de la Azufrera y en Quebrada del Chaco Norte (altura 3375 msnm), en la localidad llamada Vegas del Chaco (Figura. 2). En este tipo de formación vegetal de vegas los taxa dominantes son especies palustres, como *Acaena magellanica*, *Lycium humile* y varias especies de Juncáceas y Poáceas.

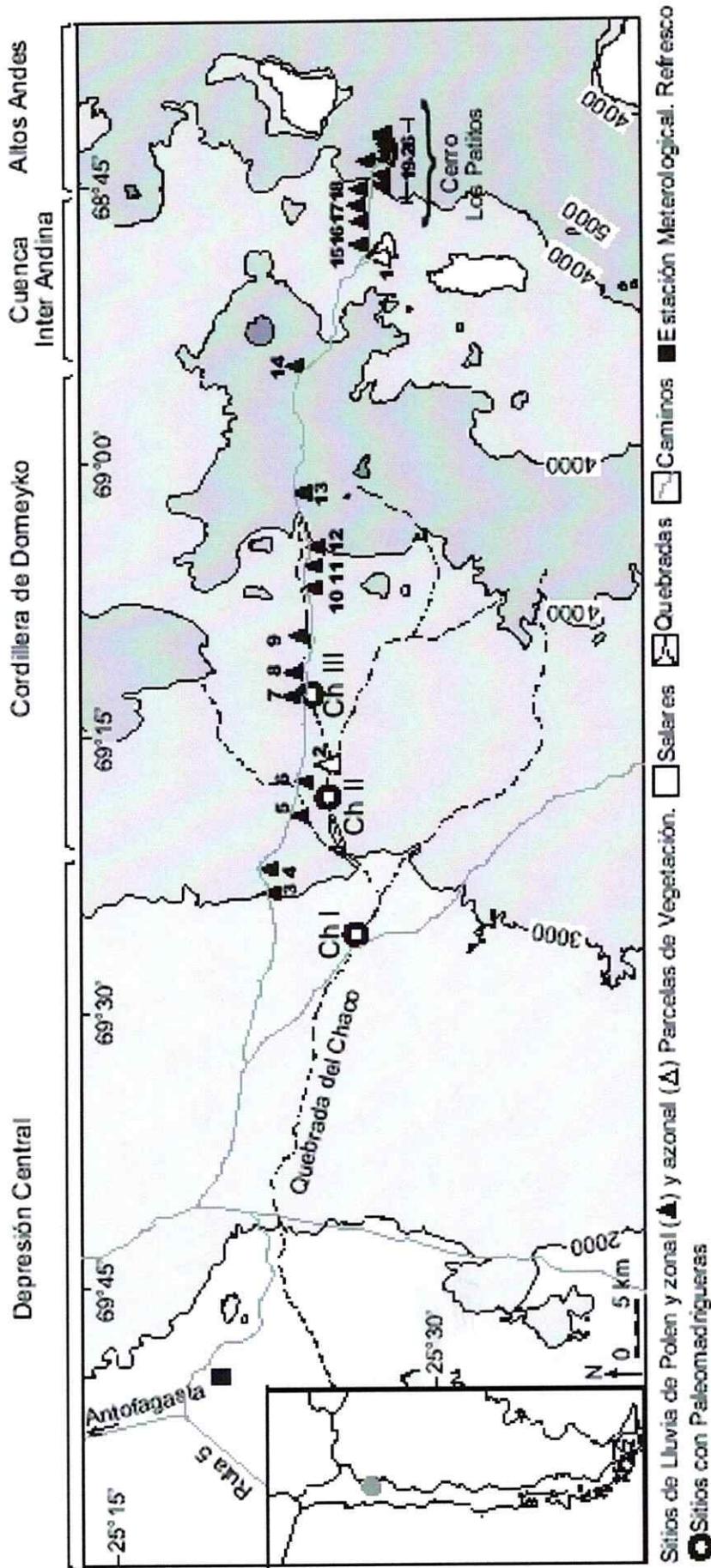


Figura 2: Mapa del área de estudio. Con círculos se indican los sitios de paleomadrugueras: Chaco I (ChI), Chaco II (ChII) y Chaco III (ChIII). Con triángulos blancos (1 y 2), los sitios de muestreos de lluvia de polen en la vegetación actual,azonal; Con triángulos negros (3 al 26), los sitios de muestreo de lluvia de polen en la vegetación actual, zonal. Las áreas en blanco corresponden a salares. Con cuadrado negro se indica la estación meteorológica más próxima, Refresco.

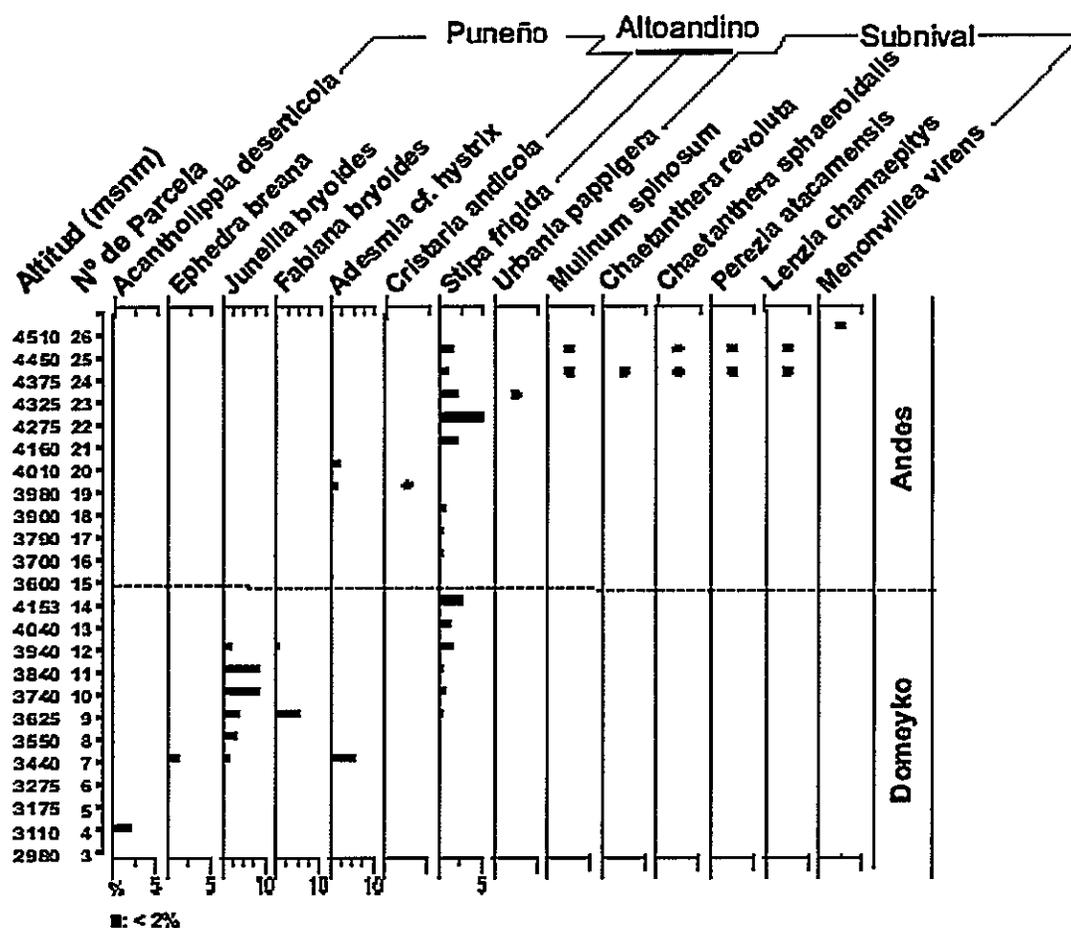


Figura 3: Distribución altitudinal de los porcentajes de cobertura vegetal zonal en un transecto Este-Oeste, en el área de estudio. Con círculos negros se representa la presencia de taxa con porcentajes de cobertura <2%.

MÉTODOS

Las colectas de paleomadrigueras se concentraron en tres tramos altitudinales de Quebrada del Chaco (Figura. 2; Tabla 1): 2600 a 2800 msnm (Chaco I); 3100 a 3200 msnm (Chaco II) y 3450 a 3500 msnm (Chaco III). Cada paleomadriguera fue fechada mediante radiocarbono. Los resultados de los fechados <20.000 años ^{14}C AP. fueron transformados a edades calendario (Calib. 4,3; Stuiver et al., 1998) y estas últimas fechas son las que Figuran en el texto y Figuras. Los fechados con edades mayores al rango ^{14}C se expresan en el texto y gráficos con su edad mínima (Tabla 1).

Los procedimientos para disolver las paleomadrigueras siguen a Betancourt et al. (2001). La extracción de polen fósil del material disuelto de la paleomadriguera se realizó con las metodologías palinológicas convencionales (Faegri and Iversen, 1989). Los recuentos microscópicos de polen se llevaron a cabo hasta completar una suma básica de 300 granos para cada paleomadriguera. La zonación de los diagramas de polen se realizó mediante análisis de conglomerados (CONISS; Grimm, 1987)

Las muestras de suelo superficial para el análisis de polen atmosférico actual se realizaron en 26 puntos (Figura. 2), a lo largo de un transecto altitudinal que incluye dos tramos discontinuos: A) La Precordillera (puntos 3-11) y la Cordillera de Domeyko (puntos 12- 14) y B) La región Altoandina del Cerro Los Patitos (puntos 15-26). Con el propósito de analizar la lluvia de polen de la vegetación azonal del área, se tomaron muestras de suelo en dos vegas aisladas en un entorno desértico (puntos 1 y 2). La extracción de polen de las muestras de suelo se realizó con las mismas metodologías

Tabla 1 Información de Localidades y fechados radiocarbónicos para las paleomadrugueras usadas en este estudio

Sitio	Terreno No.	Lab No.	Fecha 14C	Desv. St.	$\delta^{13}C$	Edad Calibrada ^a (años AP)	Punto Medio ^b	Elevación (m)	Exposición	Animal	Muestra Polen
2600-2900 m											
1 Qda. de Chaco	527	GX26848	610	100	-23.1	620, 608, 554	587	2800	SW	Lagidium	Si
2 Qda. de Chaco	513	GX26833	880	70	-22.8	756, 753, 740	798	2800	SW	Lagidium	Si
3 Qda. de Chaco	517	GX26819	940	60	-22.4	884, 867, 826, 813, 793	832	2670	S	Phylotis	No
4 Qda. de Chaco	514	AA39274	1572	40	20.3	1414	1453	2900	SW	Lagidium	Si
5 Qda. de Chaco	526B	GX26827	13030	340	-24.5	15638	15312	2860	SW	Lagidium	Si
6 Qda. de Chaco	509C	GX26672	15120	560	-23	18051	18059	2670	S	Lagidium	Si
7 Qda. de Chaco	519	GX26820	17070	290	-23.6	20295	20298	2670	S	Lagidium	Si
8 Qda. de Chaco	509B	GX26671	19400	770	-23.1	22976	22988	2670	S	Lagidium	Si
9 Qda. de Chaco	512	GX26832	20110	340	-24.5	23793	23780	2670	S	Lagidium	Si
10 Qda. de Chaco	509A-2	AA39275	45800	3000	-21.5	--	--	2670	S	Lagidium	No
11 Qda. de Chaco	518	GX26826	>33800	--	-21.5	--	--	2670	S	Lagidium	Si
12 Qda. de Chaco	508	GX26670	>36350	--	-22.2	--	--	2670	S	Lagidium	Si
13 Qda. de Chaco	509D	GX26673	>38880	--	-23.1	--	--	2670	S	Lagidium	Si
14 Qda. de Chaco	509A1	GX26675	>52200	--	-22.3	--	--	2670	S	Lagidium	Si
15 Qda. de Chaco	516A	GX26674	>52200	--	-22.3	--	--	2670	S	Lagidium	Si
16 Qda. de Chaco	516B	GX26676	>52200	--	21.3	--	--	2670	S	Lagidium	Si
3100-3200 m											
17 Qda. de Chaco	528B	GX26830	1270	100	-23.9	1172	1172	3200	SE	Lagidium?	No
18 Qda. de Chaco	528A	GX27163	1470	120	-23.7	1329, 1319, 1314	1389	3200	SE	Lagidium?	Si
19 Qda. de Chaco	507D	GX27166	1620	60	-20.9	1518	1477	3100	N	Lagidium	Si
20 Qda. de Chaco	533	GX26821	2590	70	-20.4	2739	2630	3100	N	Lagidium	Si
21 Qda. de Chaco	507A	GX26816	4530	80	-20.9	5279, 5166, 5131, 5106, 5070	5145	3100	N	Lagidium	Si
22 Qda. de Chaco	507C	GX26818	7630	80	-18.4	8391	8397	3100	N	Lagidium	Si
3450-3500 m											
23 Qda. de Chaco	515B	GX27167	550	60	-24.2	536	566	3470	N	cf. Abrocoma	Si
24 Qda. de Chaco	497B	GX26824	800	80	-24.4	686	708	3500	N	cf. Abrocoma	Si
25 Qda. de Chaco	495A	GX26822	940	60	-22.4	884, 867, 826, 813, 793	832	3450	SE	Lagidium	Si
26 Qda. de Chaco	503A	GX26840	4550	80	-23.5	5287, 5156, 5143, 5099, 5089	5178	3460	N	Lagidium	Si
27 Qda. de Chaco	495B	GX26839	9010	330	-23.2	10186	10050	3450	SE	cf. Abrocoma	No
28 Qda. de Chaco	501	AA39276	9741	61	-17.7	11168	11157	3450	N	Lagidium	Si
29 Qda. de Chaco	504	GX26831	10010	70	-22.4	11534, 11524, 11338, 11316, 11303	11440	3460	N	Lagidium	Si
30 Qda. de Chaco	496	GX26847	10310	260	-24.3	12100, 12004, 11976	12072	3500	N	Lagidium	No
31 Qda. de Chaco	502	GX26842	10390	160	-23.3	12812, 12719, 12665	12276	3450	N	Lagidium	Si
32 Qda. de Chaco	498B	GX26815	10660	140	-23.9	13173	13238	3470	N	Lagidium	Si
33 Qda. de Chaco	498A	GX27168	11300	170	-23.4	15250, 14584, 14467	14913	3450	N	Lagidium	Si
34 Qda. de Chaco	511A	GX26817	12640	640	-24	15426	15025	3450	N	Lagidium	Si
35 Qda. de Chaco	500A	GX26828	12730	350	-24.7	15482	15105	3450	N	cf. Abrocoma	Si
36 Qda. de Chaco	500C	GX26843	12810	390	-24.8	16658	16663	3470	N	Lagidium	Si
37 Qda. de Chaco	515A	GX27164	12870	140	-24.9	16934	16940	3450	N	Lagidium	Si
38 Qda. de Chaco	498B	GX26814	13910	180	-23.8	16934	16940	3450	N	Lagidium	Si
39 Qda. de Chaco	511B	GX26841	14150	180	-24.2	16934	16940	3450	N	Lagidium	Si
40 Qda. de Chaco	510A	GX26825	16480	250	-23.5	16916	19621	3450	N	Lagidium	Si
41 Qda. de Chaco	510B	GX26829	37380	1590/1330	-24.5	--	--	3450	N	Lagidium	Si
42 Qda. de Chaco	499A	GX26823	40490	1630/1360	-23.5	--	--	3470	N	Lagidium	Si

^aIntercepto fue obtenido con Calib4.3 (Intcal98). Aplicando una corrección de 24 años para el Hemisferio Sur^bPunto medio fue obtenido a 1 sigma

utilizadas para el polen fósil (Faegri and Iversen, 1989). En el nivel altitudinal de 3600 m, en la base del Cerro Los Patitos (Punto 15) y en el tramo altitudinal inferior de la Precordillera, entre 3175 y 2980 m de altitud (puntos 3-5), no fue posible hacer recuentos debido a la completa ausencia de polen en las muestras. La relación entre la lluvia de polen actual y el polen fósil se realizó usando análisis de conglomerados.

Discriminación de las fuentes de humedad

La discriminación entre fuentes de humedad, en la interpretación de los registros polínicos, se realizó considerando los siguientes criterios: 1. La composición polínica de los registros en cada lapso temporal, de acuerdo a su pertenencia a los escalones altitudinales. La presencia de los indicadores de pisos de vegetación subnival y altoandino es interpretada como mayor aporte de humedad de fuente amazónica, que afecta actualmente a la vegetación de altura. La presencia de indicadores de los pisos vegetacionales inferiores (prepuneño y puneño) es interpretada como mayor aporte de humedad del sistema de vientos del oeste. 2) Adicionalmente, y subordinada al criterio polínico se considera con valor indicador la presencia y ausencia de paleomadrigeras en los distintos niveles altitudinales durante los distintos lapsos de tiempo considerados en el análisis. La ausencia de registros, particularmente en los sitios alto y bajo analizados, ha ayudado a la interpretación paleoclimática realizada. La posibilidad de que esta ausencia de registro se deba a disolución de las madrigueras por mayor humedad, la vemos poco probable, ya que, de ser así no deberíamos encontrar madrigueras más antiguas que 25000 años AP. Ausencia de registro debido a sesgo de muestreo también nos parece poco probable, ya que durante las campañas de terreno colectamos todas las madrigueras que encontramos, sin tener todavía ningún fechado radiocarbónico. 3)

Finalmente, se consideró la coherencia cronológica con las evidencias paleoclimáticas publicadas para áreas chilenas afectadas por cada uno de los sistemas climáticos en cuestión.

Nuestros registros polínicos han sido interpretados en términos de mayor o menor humedad, ya que estimamos que en ésta zona hiperárida es este el principal factor limitante para el desarrollo de la vegetación. A pesar de esto no descartamos que en el depósito de mayor altura la temperatura pueda estar jugando algún rol en los cambios registrados. Lamentablemente no se dispone de estudios en el altiplano que den una señal exclusivamente de paleotemperaturas, para así poder contrastar nuestros resultados. Incluso los registros de hielo de los Andes tropicales han sido interpretados en términos de condiciones húmedas/frías y secas/cálidas (Thompson et al 1998; Ramírez et al 2003).

Paleomadrigueras como indicadores climáticos

A pesar de que no disponemos de estudios actualistas acerca de la formación de madrigueras en el sitio de estudio, basándonos en los trabajos realizados en el Desierto del Suroeste de USA (Thompson, 1985) y recientes experiencias en zonas áridas de Sudamérica (Betancourt and Saavedra, 2002), suponemos que el tiempo de formación de estos depósitos ocurre en la mayoría de las veces en períodos relativamente breves. Los trabajos en esta área también han estudiado y debatido en cuanto a que es lo que está representando el polen en palomadrigueras y cuales son sus procesos de acumulación (Thompson, 1985; Van Devender, 1988; Anderson and Van Devender, 1991; Betancourt et al., 2001; King and Van Devender, 1977; Anderson, 1995; Davis and Anderson, 1987; Davis and Anderson, 1988). Mientras algunos estudios sugieren que el polen

representaría principalmente la vegetación regional (King and Van Devender, 1977), otros sugieren que representaría principalmente vegetación local, con una subrepresentación del componente regional (Davis and Anderson, 1987; Thompson, 1985). Probablemente el aporte de cada componente a la acumulación de polen en una madriguera va a variar en cada sitio de estudio, debido a factores tales como por ejemplo, la composición florística y su proporción de taxa entomófilos versus anemófilos, el grado de especialización dietaria de los roedores y la cobertura vegetal del lugar.

Si bien, tanto la acumulación de polen actual en el suelo como en paleomadrigueras involucran procesos distintos, de las cuatro posibles fuentes de acumulación de polen en madrigueras identificadas para el desierto de suroeste de USA (Davis and Anderson, 1987) hemos controlado dos: el polen contenido en fecas, las cuales han sido excluidas en nuestro trabajo, y el polen transportado por el aire, el cual ha sido estimado con el análisis de lluvia de polen actual obtenido de muestras de suelo. Las otras dos posibles fuentes de transporte de polen hacia las madrigueras, que no hemos estudiado, son el polen transportado en la piel del roedor y el polen adherido a las plantas transportadas por el roedor a la madriguera. Pensamos que en este caso ambas fuentes son poco importantes en los cálculos de los porcentajes polínicos, ya que en un ambiente extremo como el de este estudio es esperable que los roedores aumenten su nivel de generalismo dietario.

Estudios de dietas en dos roedores (*Abrocoma cinerea* y *Lagidium viscacia*) que producen paleomadrigueras en áreas cercanas a nuestro sitio de estudio (~23°30' S; 3660

msnm), aunque con mayor disponibilidad de recursos, muestran una baja tendencia a seleccionar una dieta definida. En especial *L. viscacia*, que tiende a ser más generalista que *A. cinerea* (Cortés et al., 2002). Sin embargo estudios de paleomadrigueras en los Andes argentinos sugieren que los roedores, del genero *Abrocoma*, productores de esas madrigueras eran generalistas (Betancourt et al., en prensa). Una conducta más generalista debería disminuir el sesgo de incorporación diferencial de polen a la madriguera, producto del transporte de polen en la piel del roedor. Por otro lado, el transporte de polen adherido a macrorrestos vegetales transportados por roedores debería ser semejante a la lluvia de polen en suelo, ya que una hoja puede actuar como una trampa de polen sin discriminar por un taxa u otro, posiblemente con algún sesgo hacia la planta de origen (Davis and Anderson, 1987), pero si los roedores son generalistas este sesgo nuevamente puede ser atenuado. El aporte de polen proveniente de flores incorporadas a las madrigueras puede ser detectado ya que el polen de este taxa se presenta en tal altas cantidades que es evidente (King and Van Devender, 1977).

A pesar de que no disponemos de madrigueras actuales para comparar con la lluvia de polen del suelo, con lo que no fue posible estimar la sobre o subrepresentación de cada taxa en la matriz de la madriguera respecto al polen del suelo, pensamos que nuestra comparación de los registros fósiles con la lluvia de polen actual obtenida de muestras de suelo es una buena aproximación, ya que es muy probable que las especies de roedores que produjeron las madrigueras en nuestro sitio de estudio sean bastante generalistas, por otro lado, los espectros polínicos de las madrigueras más recientes (<1000 años AP) del sitio de mayor altura, que es el sitio en el que se ha encontrado lluvia de polen actual, son bastante semejantes a la lluvia de polen actual del suelo en

ese sitio de estudio (Figura 10), sin embargo esta relación supone que las paleomadrigueras más recientes fueron formadas en un clima semejante al actual. Posiblemente al comparar el polen de madrigueras y polen de suelo hemos obviado algún factor de corrección, sin embargo, dados los antecedentes expuestos más arriba, suponemos que este es de poca importancia para las interpretaciones paleoclimáticas.

Por otro lado, dada la escasa productividad vegetal en el sitio de estudio y la baja producción de polen de la mayoría de las especies vegetales presentes, posiblemente el polen en las paleomadrigueras de los sitios estudiados en este trabajo estén representando principalmente un entorno local, a pesar que existen evidencias de un pequeño aporte de polen anemófilo extralocal. Este está representado por presencia en muy bajas proporciones de Podocarpaceas y *Alnus*, provenientes de la vertiente argentina de los Andes (*Alnus*: madrigueras 517, 528-B, 503-A, 499-B, 498-A 510-A; y Podocarpaceas, madrigueras 526-B, 499-A. Todas con proporciones <1% (datos no mostrados en los resultados).

RESULTADOS

Lluvia de polen actual

El análisis Coniss muestra una clara segregación entre tres grupos de muestras polínicas, las cuales han sido designadas como Zonas I, II y III en el diagrama de polen de la Figura 4.

Zona I

La zona I agrupa los espectros polínicos procedentes de las regiones de los escalones altitudinales superiores dominados con vegetación altoandina de Poáceas, tanto los correspondientes al área del transecto del Cerro Los Patitos como de la Cordillera de Domeyko. Dentro de la agrupación, el análisis Coniss segrega tres subgrupos reconocidos como fases polínicas I-1, I-2 y I-3:

Fase I-1: Reúne cuatro muestras de las laderas del Cerro Los Patitos, correspondientes al piso subnival, dominados por Poaceas (<40%) y Asteraceas tipo *Chaetanthera* (~20-40%), destacando también la presencia de Apiáceas (hasta ~10%) y Verbenáceas (~50%) probablemente correspondientes a las especies *Mulinum spinosum* y *Urbania pappigera*, importantes componentes de la vegetación actual. También destacan una relativa mayor representación del polen de un indicador foráneo, *Alnus*, procedente de los bosques montanos de la vertiente andina oriental.

Fase I-2: Agrupa los espectros polínicos procedentes del piso altoandino de las laderas del Cerro Los Patitos, incluyendo elevadas proporciones de Gramíneas procedentes del pajonal y el pajonal alto. La presencia del pajonal altoandino se manifiesta a través de las altas proporciones de Poáceas (hasta 65%), asociadas a Fabáceas (~40%), estas últimas probablemente una expresión de *Adesmia spinosissima* y *A. frigida*.

Fase I-3: Integra las muestras polínicas procedentes de las cimas de la Cordillera de Domeyko y se caracteriza por el fuerte dominio de Poáceas (hasta ~70%), asociadas a pequeñas proporciones de Asteráceas-Tubulifloras, Fabáceas, y *Ephedra* sp.

Zona II

Esta zona polínica integra las muestras procedentes de la Precordillera y se caracteriza por el notable retroceso del polen de Poáceas (<5-70%) y su remplazo en importancia por las Verbenáceas (hasta 70%), Brasicáceas (hasta 33%) y Fabáceas (hasta 56%). También pueden ser reconocidas dos fases polínicas:

Fase II-1: Caracterizada por la representación del polen de Poáceas (<70%) junto con altas proporciones de las Verbenáceas, acompañadas por la presencia de Solanáceas y hacia el final importantes proporciones de Brasicáceas.

Fase II-2: Integra dos muestras dominadas por el polen de Fabáceas (54-47%), asociadas a Brasicáceas y Verbenáceas, posiblemente esta últimas expresión del arbusto *Acantholippia deserticola*. En bajos porcentajes, se registra *Ephedra*.

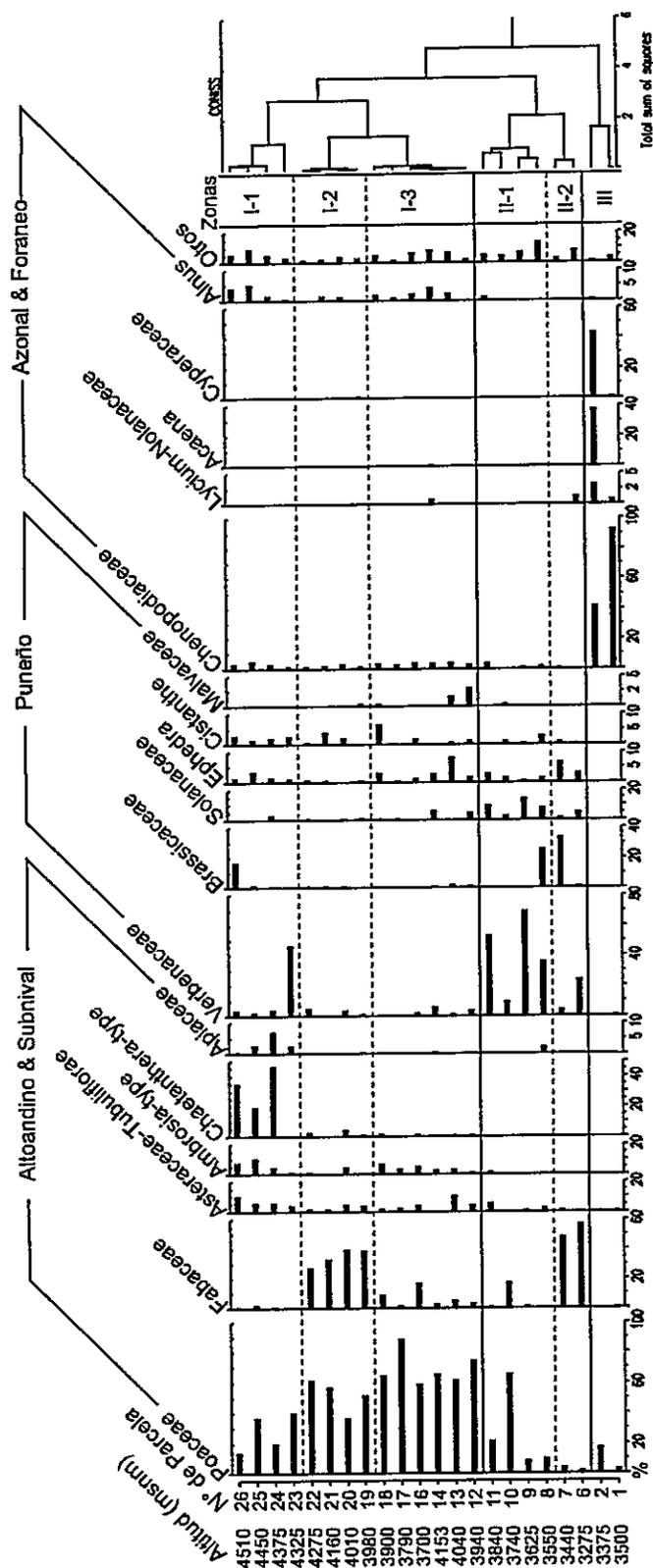


Figura 4: Distribución de frecuencias polínicas en la lluvia de polen actual respecto a la altitud. 1-2, vegas azonales; 6-14, Cordillera de Domeyko; 16-26, Cordon Andino, Cerro Los Patitos.

Zona III

Integra las dos muestras de lluvia de polen procedentes de las formaciones azonales de Vegas las cuales se caracterizan por las elevadas proporciones de Quenopodiáceas (>40%) y, en el caso de la vega 2 de Quebrada del Chaco, por la importante proporción de *Acaena magellanica* (40%) y de las Ciperáceas (43%). En ambas vegas también se registran Poáceas y Nolanáceas-*Lycium*, aunque con proporciones bajas.

Polen Fósil de madrigueras

Registro Chaco I (Figura. 5)

El registro polínico de Quebrada Chaco I, procedente de los niveles altitudinales inferiores entre 2650 y 2850 m, integra los depósitos más antiguos del área de estudio, la mayoría correspondientes paleomadrigueras interestadiales (más de 50.000 hasta 33.000 años ¹⁴C AP, EIM-3) y pleniglaciales (25.000 a 15.000 años AP, EIM-2). En la Figura 4 se muestra el diagrama de polen y se observa que, sobre la base de análisis Coniss, es posible distinguir tres zonas polínicas en este grupo de registros.

Zona Ch I-A: Corresponde a la base del registro y abarca el lapso comprendido entre más de 50.000 y 32.000 años ¹⁴C AP. Se caracteriza por elevados porcentajes de Fabáceas (30-85%) en todas las paleomadrigueras analizadas. Otros taxa polínicos representados son la Brasicáceas (1-42%), Chenopodiáceas (1-37%) y *Ephedra* (0-43%). Al techo de esta zona sigue un lapso temporal sin registro polínico, fechado entre 33.000

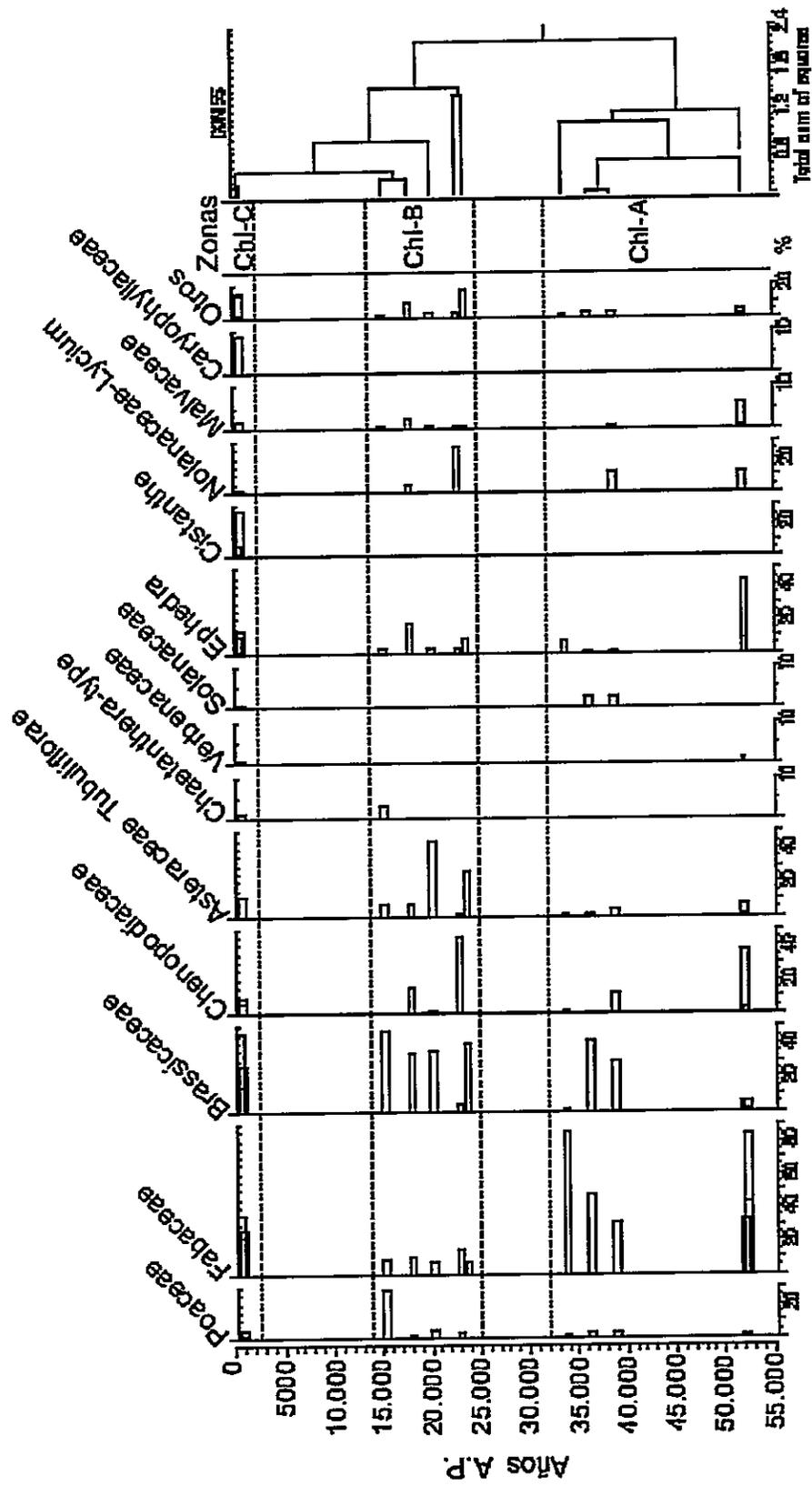


Figura 5: Polen fósil del registro Chaco I: Paleomadriguera procedentes de altitudes bajas, 2670-2800 msnm. Diagrama de porcentajes polínicos.

y 25.000 años ^{14}C AP.

Zona Ch I-B: Corresponde a la zona del registro fechada entre 25.000 y 15.000 años AP. La zona se caracteriza por un sustancial retroceso del polen de las Fabáceas (7-14%) respecto a la zona anterior y el concomitante dominiode las proporciones de Brasicáceas (5-50%). A lo largo de toda la zona son frecuentes, pero con proporciones fluctuantes, las Chenopodiáceas (0-46%), Asteráceas-Tubulifloras (1-26%), Nolanáceas-*Lycium* (0-28%) y *Ephedra* (2-17%). En el techo de la zona las Poáceas adquieren valores relativamente altos (~25%). Después de 15.000 años AP sigue un largo lapso sin registro polínico, hasta 1400 años AP.

Zona Ch I-C: Corresponde a los últimos 1.400 años del registro y se caracteriza por el predominio de la Fabáceas (22-35%) y Brasicáceas (15-46%). Otros taxa asociados son Asteráceas-Tubulifloras (0-12%), Chenopodiáceas (1-9%), *Ephedra* (1-13%) y *Cistanthe* (1-27%).

Registro Chaco II (Figura. 6)

El registro Chaco II, procedente de los niveles altitudinales de la Precordillera, entre 3100 y 3200 metros de altitud, integra paleomadrigueras de edad holocénica. El análisis Coniss permite definir dos zonas polínicas:

Zona Ch II-A: Esta zona integra cuatro paleomadrigueras del Holoceno fechadas entre 9000 a 1400 años AP., y se caracteriza por el predominio casi exclusivo de las

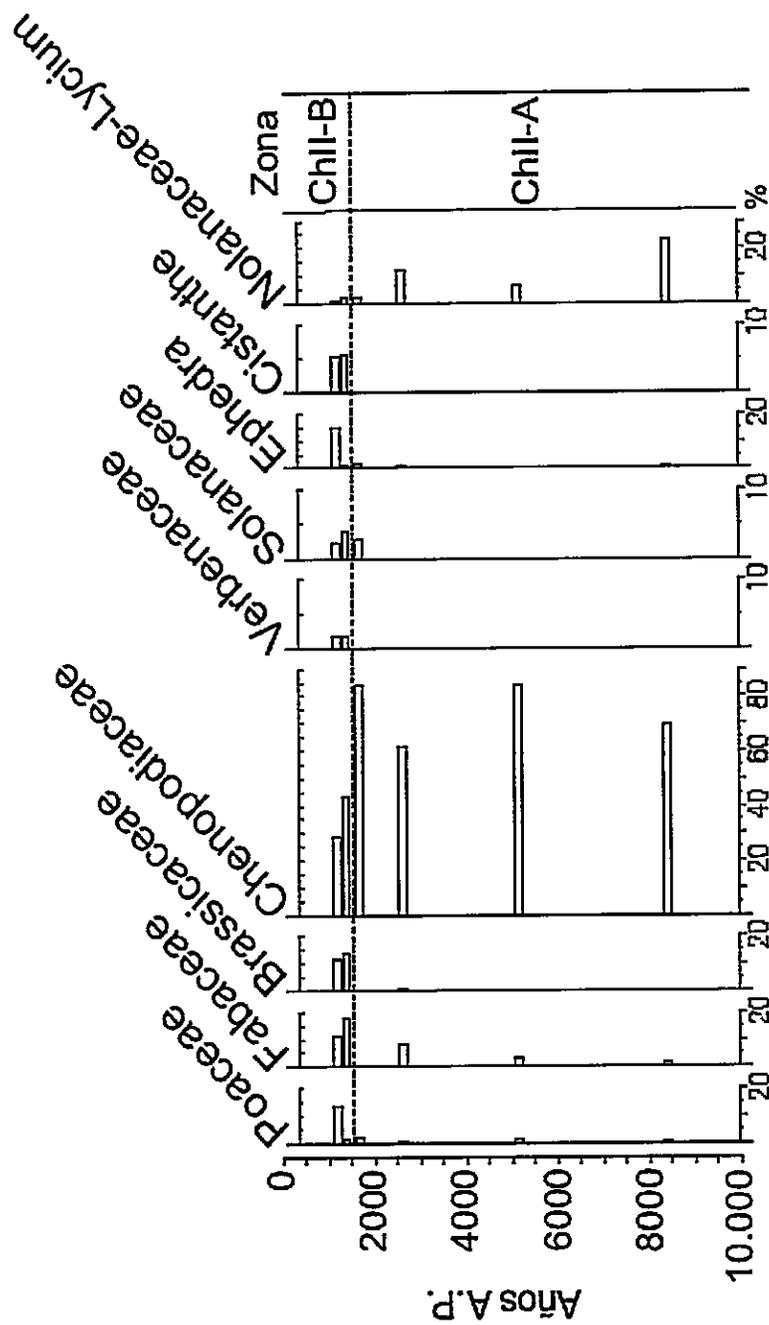


Figura 6: Polen fósil del registro Chaco II: Paleomadriguera procedentes de altitudes intermedias, 3100-3200 msnm. Diagrama de porcentajes polínicos.

Chenopodiáceas (60-85 %), destacando también la presencia de Nolanaceas-*Lycium* (2-23%).

Zona Ch II-B: integra dos paleomadrigueras del Holoceno tardío fechadas con posterioridad a 1400 años AP., las cuales exhiben predominancia de Chenopodiáceas (29-43%), aunque en menor proporción que en la zona anterior, asociadas a un importante incremento de las Fabáceas (11-18%) y Brasicáceas (12-14%).

Registro Chaco III (Figura. 7)

El registro Chaco 3, procedente de los niveles altitudinales situados entre 3450 y 3500 m, integra numerosas paleomadrigueras fechadas entre 20.000 y 11.000 años AP., correspondientes al pleniglacial y tardiglacial, a además de un registro fechado en alrededor de 40.000 años ¹⁴C AP. El análisis Coniss segrega el grupo de muestras con edades glaciales de los grupos correspondientes a edades tardiglaciales y holocénicas.

Zona Ch III-A: La primera zona corresponde a una sola paleomadriguera, fechada en 40.500 años ¹⁴C AP., y caracterizada por el dominio de Asteráceas-Tubulifloras (>65%) y Poáceas (15%).

Zona Ch III-B: Esta zona se caracteriza por proporciones altas, aunque variables, de Poáceas (4-77%) y Asteráceas-Tubulifloras (3-54%) y, en menor proporción, Chenopodiáceas (0-44%). Destaca también la presencia de Asteráceas tipo *Chaetanthera* (3-35%) durante todo el transcurso de la zona.

Zona Ch III-C: Esta zona está dominada por Asteráceas-Tubulifloras (14-51%) asociadas a Poáceas (7-25%) y Brasicáceas (3-26%).

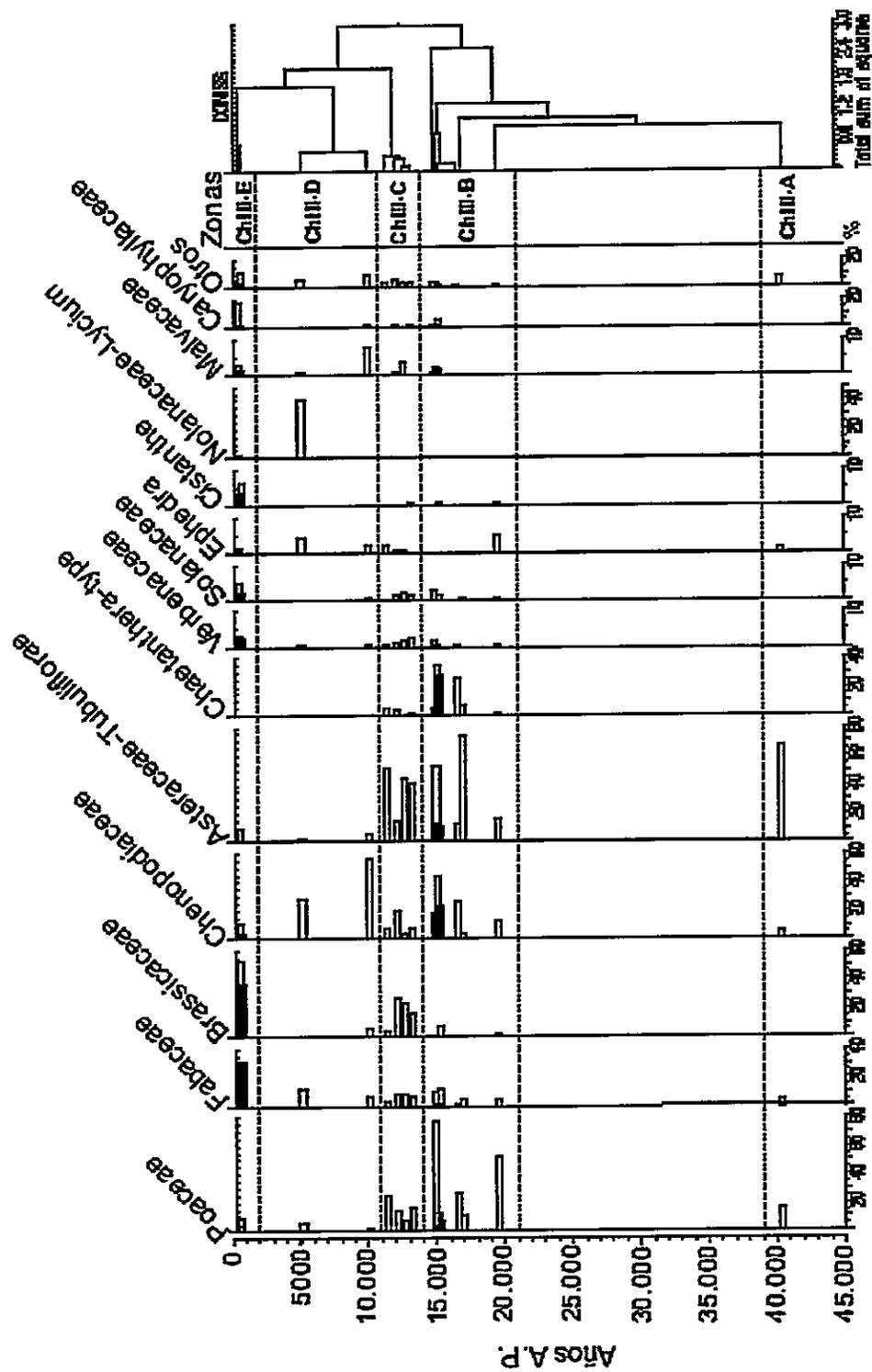


Figura 7: Polen fósil del registro Chaco III: Paleomadriguera procedentes de altitudes superiores, 3450-3500 msnm. Diagrama de porcentajes polínicos.

Zona Ch III-D: Esta zona abarca dos registros procedentes del Holoceno temprano y medio, respectivamente. Ambos niveles muestran el neto dominio de los taxa indicadores de formaciones azonales actuales, Chenopodiáceas (28-56%) y Nolanácea-*Lycium* (1-40%).

Zona Ch III-E: Esta zona integra dos registros correspondientes al Holoceno tardío, abarcando los últimos ~1.400 años AP. Se caracteriza por altas proporciones de Fabáceas (27-31%) y Brasicáceas (5-53%). El resto de los taxa registrados presentan bajas proporciones.

Relación Polen Atmosférico Actual y Polen Fósil

Los dendrogramas de las Figuras 8, 9 y 10 muestran las relaciones obtenidas entre la lluvia de polen actual del transecto estudiado y el polen fósil contenido en cada uno de los grupos de paleomadrigueras analizadas. Esta relación se basa en el supuesto que los espectros de lluvia de polen actual del suelo son semejantes a los que llega a las paleomadrigueras. Como se mencionó en los métodos, pensamos que el nuestra área de estudio, la diferencia entre ambas fuentes de polen no son lo suficientemente importantes como para afectar las interpretaciones paleoclimaticas.

Chaco I (2670-2800 msm): El dendrograma de la Figura. 8 exhibe tres grandes agrupaciones. La primera, y más segregada agrupación, integra las dos muestras de la lluvia de polen actual procedentes de la vegetación azonal de vegas. La segunda

agrupación integra la lluvia de polen actual procedente de la vegetación zonal transectada, a excepción de las muestras de lluvia de polen actual procedentes de los niveles inferiores de la vegetación (3275 m y 3440 m.), las cuales se integran a la tercera agrupación. El tercer grupo integra todas las muestras fósiles del registro Chaco I, más antiguas que 15.000 años AP., además de tres muestras de los últimos 900 años de edad y las dos muestras de lluvia de polen actual de los sitios bajo 3500 m.

Este resultado pone en evidencia que, durante la edad glacial, hubo desarrollo de vegetación en áreas ahora desérticas y que ella era análoga a la imperante actualmente alrededor de 700 m más arriba en el gradiente altitudinal. Las condiciones climáticas que posibilitaron el poblamiento de áreas actualmente desérticas, durante la glaciación, solamente se habrían repetido en algunos momentos del Holoceno tardío, después de 1000 años AP.

Chaco II (3100-3200 msm): El dendrograma de la Figura. 9 exhibe dos grandes agrupaciones. El primer grupo integra todas las muestras de lluvia de polen actual correspondientes a la vegetación zonal del transecto estudiado. El segundo grupo integra todos los registros fósiles del Holoceno (a partir de ~8500 años AP) y las muestras de polen actual procedentes de la vegetación azonal de vegas (con una mayor asociación con la vega 1, situada en el margen del Salar de la Azufrera). Este resultado sugiere que, durante gran parte del Holoceno, en los niveles altitudinales intermedios, no existió vegetación comparable a ninguna de las formaciones zonales que actualmente se distribuye en el transecto estudiado. Probablemente, el clima fue tan seco que solamente

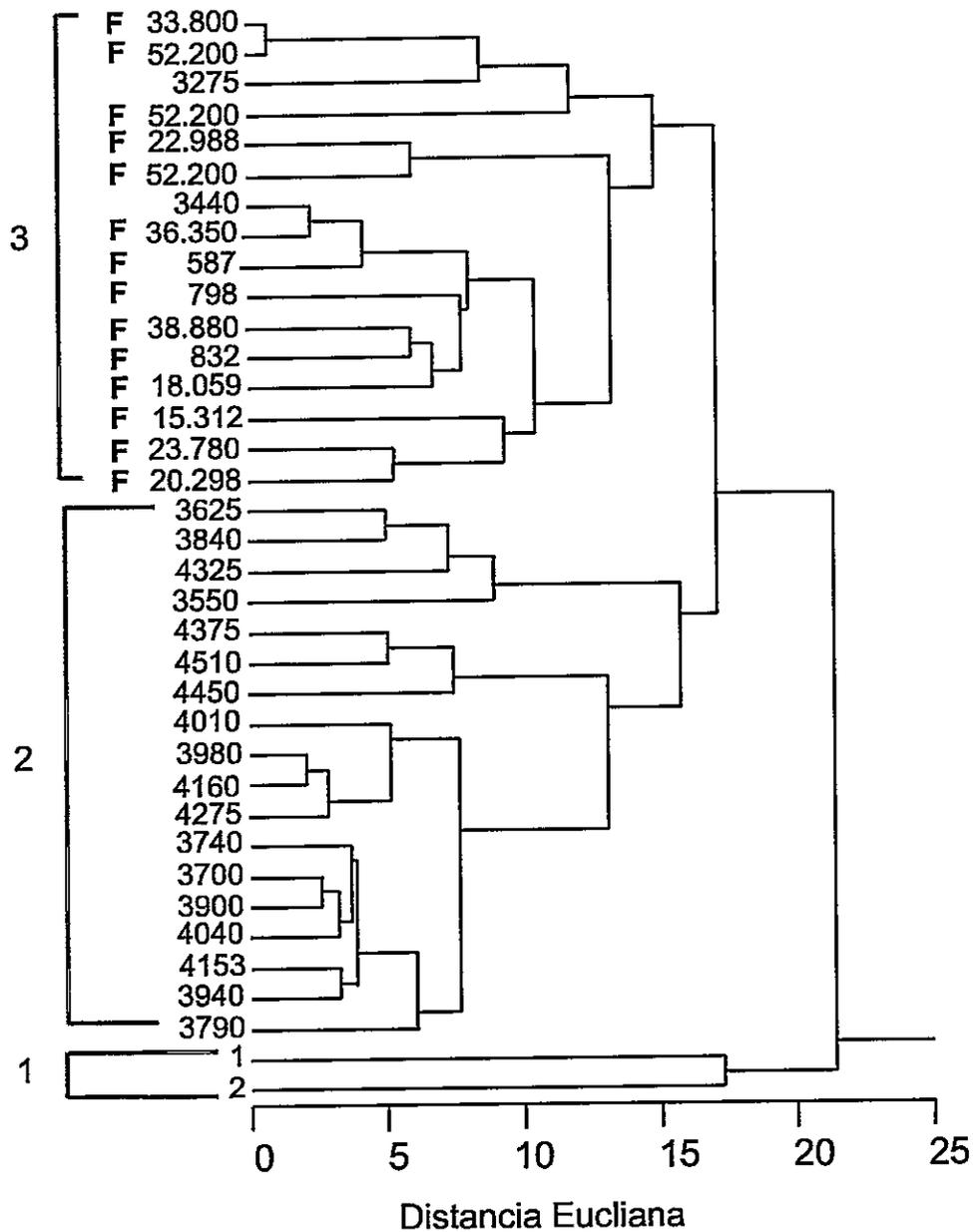


Figura 8: Dendrograma resultante del análisis de componentes principales para la lluvia de polen actual y polen fósil de las paleomadrigueras del registro Chaco I (2.600-2.750 msnm). Con números se destacan las agrupaciones principales del dendrograma. Con la letra F se destacan los espectros fósiles, con su edad correspondiente. Para los espectros de la lluvia de polen actual de la vegetación zonal se indica su altitud. Los dos espectros de la lluvia de polen azonal se indican con los números 1 y 2.

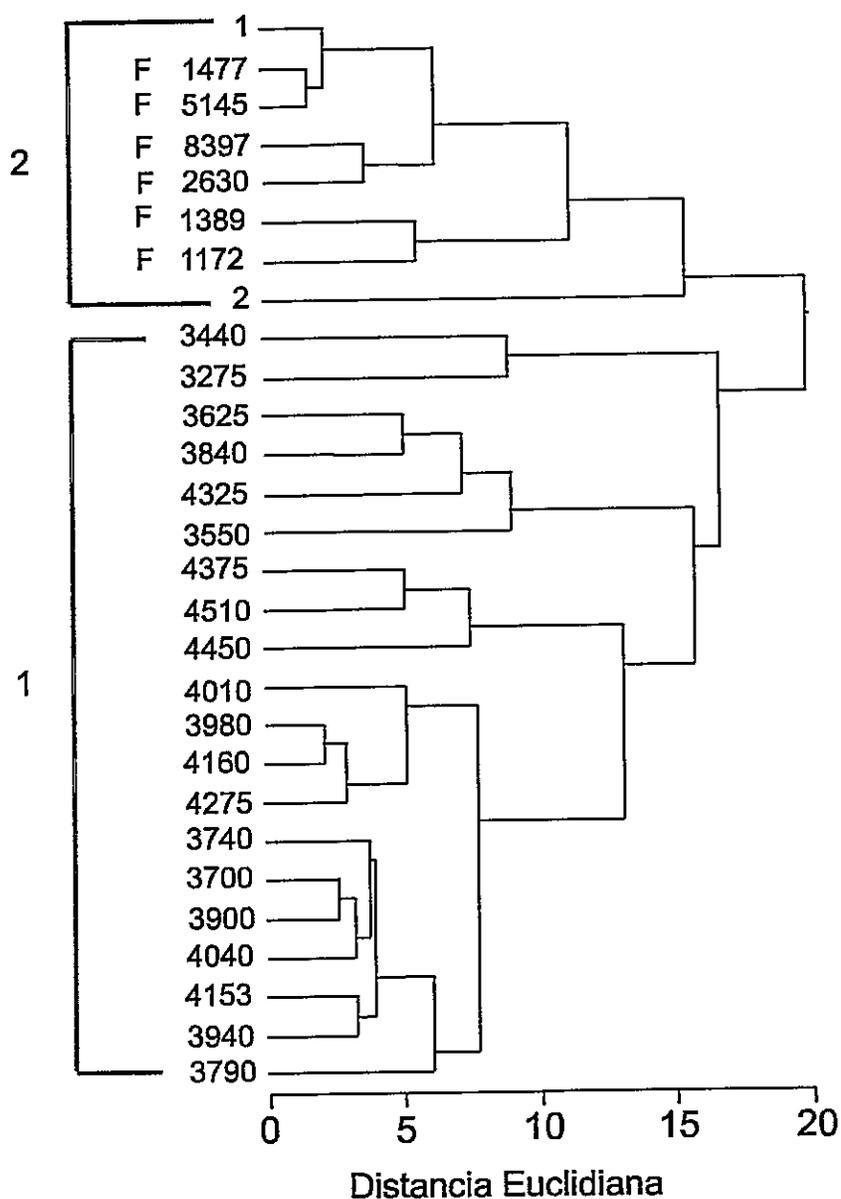


Figura 9: Dendrograma resultante del análisis de componentes principales para la lluvia de polen actual y polen fósil de las paleomadrigueras del registro Chaco II (3.100-3.200 msnm). Con números se destacan las agrupaciones principales del dendrograma. Con la letra F se destacan los espectros fósiles, con su edad correspondiente. Para los espectros de la lluvia de polen actual de la vegetación zonal se indica su altitud. Los dos espectros de la lluvia de polen azonal se indican con los números 1 y 2.

permitió el desarrollo de vegetación azonal asociada a cursos de agua, como se desprende de la cercanía de los espectros fósiles con la lluvia de polen de las vegas actuales.

Chaco III (3450-3500): El dendrograma de la Figura 10 exhibe siete grupos. Los dos primeros grupos no muestran asociación entre la lluvia de polen actual y los registros fósiles. El primero sólo agrupa muestras actuales, mientras que el segundo solo reúne muestras fósiles, correspondientes al período entre 17.000-11.000 años AP. y una muestra de 40.000 años AP. El tercer grupo muestra relación entre la lluvia de polen fósil del período entre 17.000-15.000 años AP. y las muestras de lluvia de polen actual de los niveles más altos muestreados, 1000 m más arriba que el sitio de estudio. El grupo cuatro reúne muestras de lluvia de polen fósil de fines del tardiglacial (12.000 años AP) y de finales del Holoceno (después de 1.000 años AP) con muestras actuales de alturas semejantes o algo más bajas que el sitio de estudio. El grupo cinco reúne exclusivamente muestras de lluvia de polen actual. Mientras que el grupo seis asocia dos muestras del Pleistoceno tardío y varias muestras de la lluvia de polen actual, todas de al menos 200 m más arriba que el sitio de estudio. El grupo siete muestra la asociación de una muestra holocénica con la lluvia de polen actual de vegas. Destaca también una muestra de lluvia de polen fósil del Holoceno medio (fecha en ~5000 años AP) sin asociación a muestra alguna de lluvia de polen actual.

En general, estos resultados sugieren que probablemente durante el período entre 20.000-15.000 años AP. hubo descenso de los pisos superiores de vegetación en un

rango que fluctúa entre 200 y 1000 m, probablemente bajo condiciones climáticas considerablemente más húmedas que las actuales.

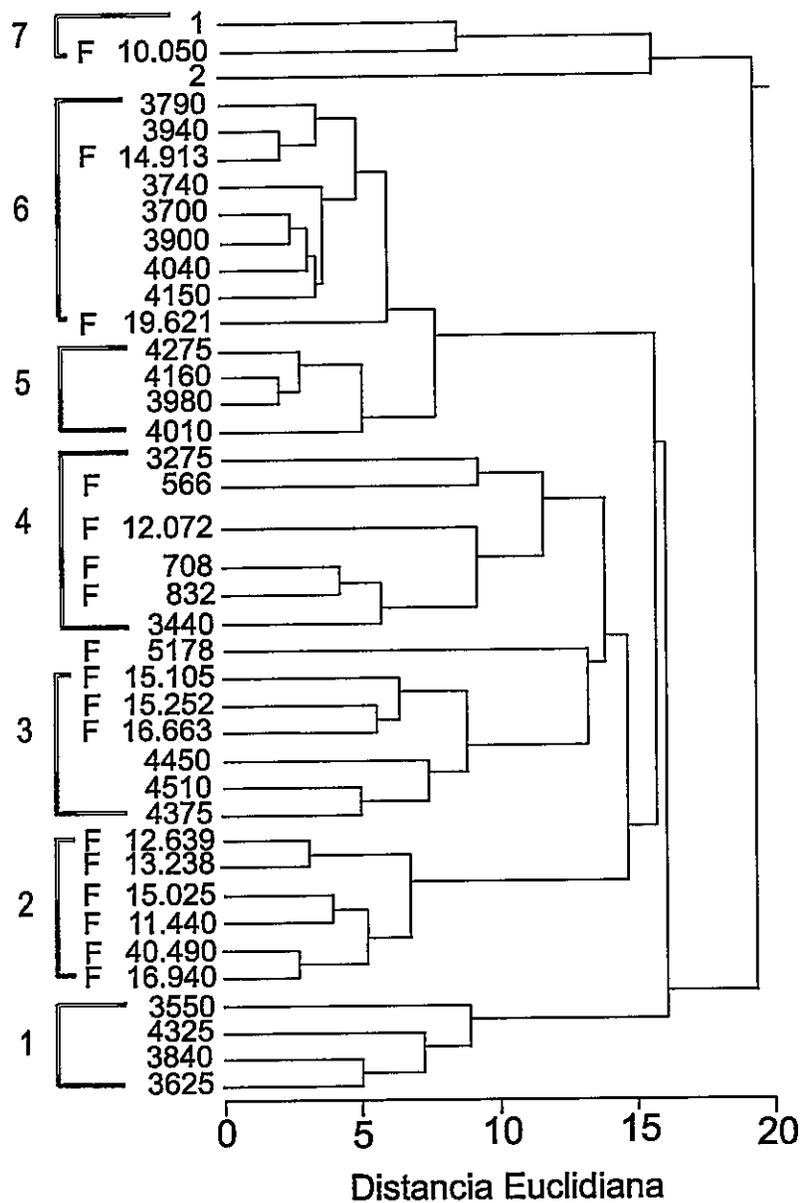


Figura 10: Dendrograma resultante del análisis de componentes principales para la lluvia de polen actual y polen fósil de las paleomadrigueras del registro Chaco III (3450-3500 msnm). Con números se destacan las agrupaciones principales del dendrograma. Con la letra F se destacan los espectros fósiles, con su edad correspondiente. Para los espectros de la lluvia de polen actual de la vegetación zonal se indica su altitud. Los dos espectros de la lluvia de polen azonal se indican con los números 1 y 2.

DISCUSIÓN

Correlaciones regionales e interpretación paleoclimática

La integración de los resultados obtenidos en los tres grupos de paleomadrigueras de Quebrada del Chaco sugieren el siguiente escenario climático-paleovegetacional para el último ciclo glacial-postglacial (Figura. 11):

Interestadiales (EIM-3): Previo a 52.000 y entre 40.000 y 33.000 años ¹⁴C AP. habrían imperado condiciones húmedas en la región de estudio. Estas condiciones se infieren del espectro polínico procedente del grupo de paleomadrigueras del piso andino inferior, prepuneño (Chaco I), que reúne los sitios ubicados bajo 3000 m de altitud y ahora carentes de una cubierta vegetal continua y zonal. De acuerdo a los análogos actuales, las elevadas proporciones de Fabáceas y Brasicáceas registradas durante este lapso en Chaco I pueden interpretarse como una expresión de expansión y descenso en alrededor de 700 m de la flora desértica hacia los faldeos andinos, probablemente asociada a una mayor humedad por influencia del cinturón de vientos del oeste. La interpretación alternativa, es decir, un descenso de todos los pisos altitudinales andinos como consecuencia de un mayor aporte de humedad procedente del este, no nos parece factible si consideramos: 1) El registro de taxa polínicos indicadores de flora desértica en Chaco I durante estos lapsos húmedos (Solanaceas, *Lycium*, *Ephedra*, Chenopodiaceas); 2) La escasa representación de la Poáceas y la ausencia de polen tipo *Chaetanthera* en el

registro Chaco I, los indicadores polínicos característicos de los pisos altitudinales altoandino y subnival; 3) La ausencia de polen en los grupos de paleomadrigueras procedentes de altitudes mayores (Chaco II y Chaco III) durante los dos lapsos de tiempo en cuestión.

La ausencia de paleomadrigueras con fechas anteriores a 21,000 años AP. en ambos sitios de mayor altitud sugiere baja productividad de la vegetación en gran parte del gradiente estudiado durante largos lapsos previos al último máximo glacial, hecho posiblemente asociado a un aumento de la aridez en la región. Una explicación alternativa a la ausencia de paleomadrigueras en los sitios altos podría ser atribuida al descenso de las temperaturas glaciales. Sin embargo vemos poco plausible esta interpretación, ya que no se registran en el sitio de menor altura los descensos de los pisos vegetales superiores, es decir, no se observan indicadores polínicos de los pisos vegetales puneños y altoandinos.

En general, los pocos antecedentes en la literatura que documentan el clima de los Andes en la región de estudio, antes de 30.000 años ¹⁴CAP., son concordantes con nuestros resultados, aunque la precisión cronológica es difícil, considerando que una de las limitantes de nuestro análisis de paleomadrigueras reside en su discontinuidad temporal. Así, en el Salar del Hombre Muerto (25°20' S; 67° 00' W), en los Andes argentinos adyacentes a nuestra área de estudio, se registran fases húmedas entre 57.000-55.000; 49.000; y entre 45.000-38.000 años AP. (Godfrey et al., 2003; Lowenstein et al., en prensa). Por otro lado, en la vertiente occidental andina algo más al norte de nuestra área de estudio, en el registro del Salar de Atacama (23° 30' S; 68° 30' W), se observan condiciones húmedas alrededor de 53.400 años AP, las cuales han sido asociadas a

humedad proveniente de la región Amazónica (Bobst et al., 2001; Godfrey et al., 2003). En la costa Pacífica, un registro de sedimentos marinos algo más al sur de la latitud estudiada, a 27° 28' S (Lamy et al., 1998), sugiere condiciones húmedas previas a 30.000 años AP., con un máximo en torno a 50.000 años AP. y una nueva tendencia al aumento de humedad a partir de ~35.000 años AP., condiciones que han sido atribuidas a una mayor influencia del cinturón de vientos del oeste en la zona. Por el contrario, los registros sedimentarios y paleoniveles lacustres del Altiplano de Bolivia muestran condiciones áridas antes de 30.000 años ¹⁴C AP., en contraste con las condiciones climáticas húmedas inferidas para el lapso de máxima glaciación entre 30.000-26.000 años ¹⁴C AP. (Argollo and Mourguiart, 2000).

En Chile central-sur, el registro palinológico de Taguatagua del Llano Longitudinal (34°30' S) sugiere condiciones húmedas entre 50.000 y 35.500 años ¹⁴C AP. (Heusser, 1983; Heusser, 1990). En la Región de los Lagos y Chiloé (39°-43° S) se han inferido también condiciones húmedas durante el lapso 50.000-30.000 años ¹⁴C AP. sobre la base de varios hallazgos de troncos fósiles de Coníferas, *in situ*, asociadas a espectros polínicos dominados por indicadores de bosques mixtos de *Nothofagus* y Coníferas (Heusser et al., 1999; Villagrán et al., 2004).

Del conjunto de evidencias paleoclimáticas comentadas se desprendería que las condiciones húmedas registrados entre >52.000 y entre 40.000-33.000 años ¹⁴C AP. en nuestra área de estudio, sobre la base del análisis de paleomadrigueras realizado, serían concordantes con las postuladas para las regiones andinas adyacentes de Chile y Argentina. Por otra parte, la ausencia de estas fases húmedas en el Altiplano de Bolivia y

la correlación positiva con fases húmedas en Chile central-sur sugieren que el origen de la humedad podría estar asociado a una mayor influencia del cinturón de vientos del oeste.

Último máximo glacial (EIM-2): A partir de 29.000 años ^{14}C AP. hasta 15.000 años ^{14}C AP (~18.000 años AP). se infiere un importante incremento en la humedad del área de estudio. Durante este período se infieren los mayores niveles de humedad de todo el registro, con descenso de la vegetación del orden de 1000 m en el sitio de mayor altitud (Figura. 11). Nuevamente, el único registros andino adyacente, que muestra una fase húmeda entre 25.000 y 20.000 años AP., corresponde al registro de Salar del Hombre Muerto, ubicado en la vertiente occidental de los Andes, a la misma latitud de Quebrada El Chaco (Godfrey et al., 2003; Lowenstein et al., en prensa). En contraste, los estudios polínicos y sedimentológicos en laguna Miscanti ($23^{\circ} 45' \text{ S}$; $67^{\circ} 45' \text{ W}$) sugieren condiciones climáticas frías y secas entre ~ 25.000-14.500 años AP. (Grosjean et al., 2001a). Asimismo, los estudios de paleovertientes y paleomadrigueras entre $18\text{-}24^{\circ} \text{ S}$, sugieren condiciones áridas y probablemente frías en el período comprendido entre 40.000 años ^{14}C AP y 22.000 años AP. (Latorre et al., 2002), manteniéndose la aridez hasta 16.200 años AP. (Betancourt et al., 2000; Latorre et al., 2002; Rech et al., 2001).

La ausencia de registros más antiguos que 20.000 años AP. en los sitios altos e intermedios de Chaco II y Chaco III, la continuidad de registro entre 20.000 y 25.000 años AP. en el sitio bajo Chaco I y el desarrollo de paleovertientes alrededor de 20.000 años AP. solamente en Quebrada del Chaco, en toda el área comprendida entre 18 y 26°

S (Rech et al., 2001), sugieren una mayor influencia de los vientos del Oeste, entre 25.000 y al menos 17.000 años AP. Por otra parte, en Chile central-sur los estudios paleoclimáticos sugieren que, durante el máximo glacial (~29.000-14.600 años ^{14}C AP.) se produjo una expansión o desplazamiento hacia el norte de la zona de mayor influencia de los vientos del Oeste (Heusser, 1983; Heusser, 1989; Heusser, 1990; Villagrán, 1988b, 2001; Villagrán et al. 2004; Moreno 1997; Moreno et al 1999, Moreno y León 2003), hipótesis primeramente formulada por Caviedes (1972) sobre la base de modelos climáticos actuales.

De la misma manera, los antecedentes de depósitos lacustres del Salar de Uyuni muestran una fase húmeda entre ~24.000-20.000 años AP., la cual podría ser explicada por un mayor aporte de humedad proveniente de los vientos del oeste (Sylvestre et al., 2001). Por otro lado los registros de paleoniveles lacustres en Titicaca muestran el aumento del nivel del lago a partir de 25.000 años AP. (Baker et al., 2001), sin embargo el perfil polínico del sitio Siberia en la zona del bosque nuboso de la cordillera de Bolivia, registra el término de una fase seca y fría solo a partir de ~20.000 años AP. (Mourguiart and Ledru, 2003), concordantemente, en el sur del altiplano boliviano, se registra la mayor extensión y profundidad del paleolago Tauca entre 16.000-14.000 años AP. (Clapperton et al., 1997; Clayton and Clapperton, 1997; Fornari et al., 2001; Sylvestre et al., 1999), las diferencias en estos sitios son explicadas por Mourguiart y Ledru sugiriendo mayor aporte de precipitaciones invernales en la cordillera de Bolivia, durante el Último Máximo Glacial.

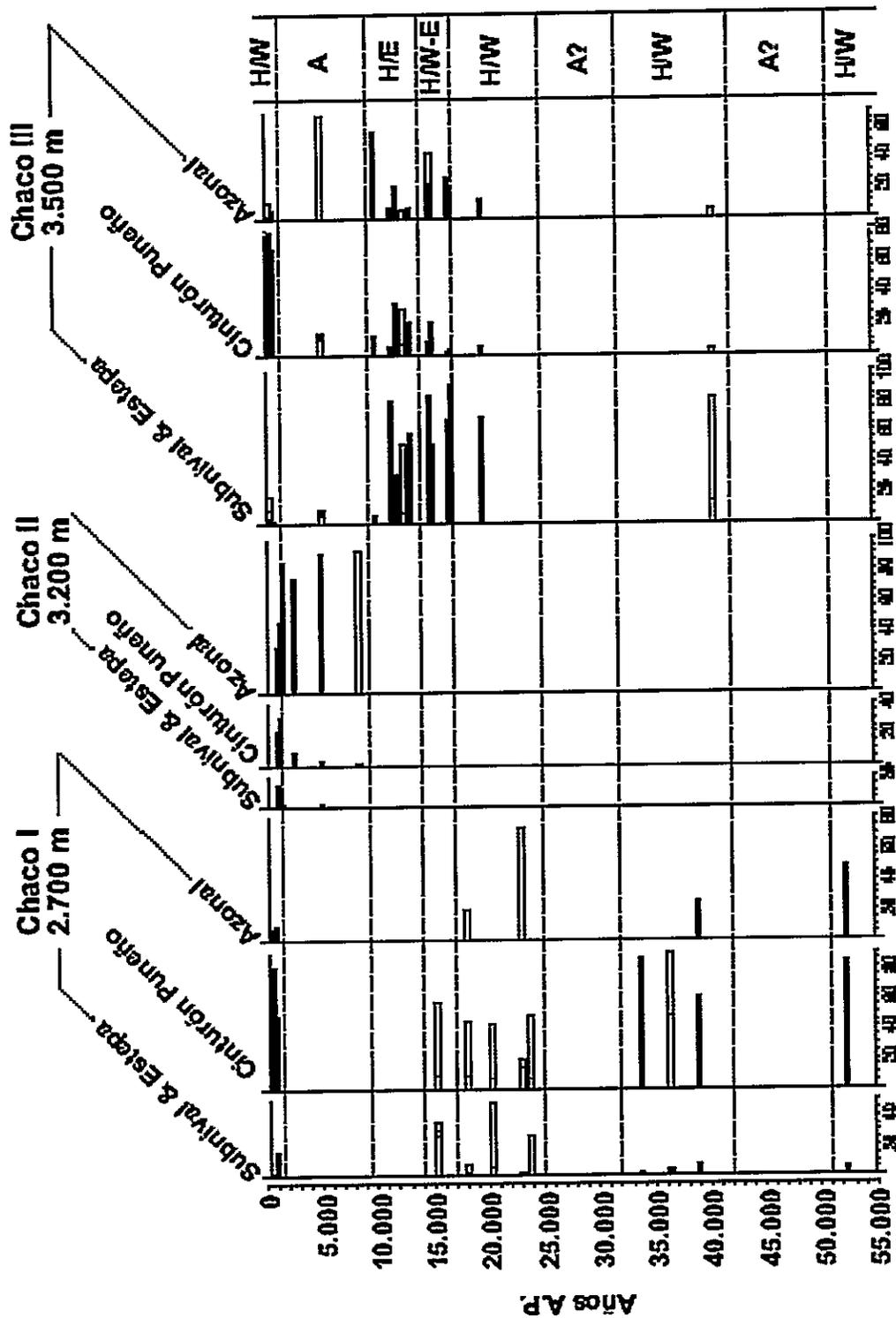


Figura 11: Diagrama integrado de porcentajes para los principales taxa polinicos de los tres registros fósiles, agrupados en subnival-estepa, puna y azonal. En el extremo derecho se indica el clima para cada una de las fases postuladas para el periodo estudiado. W: mayor aporte de los vientos del oeste; E: mayor aporte de los vientos del este; A: árido; H: húmedo.

Posiblemente, el período más húmedo que registran los indicadores de los Andes chilenos entre 17.000-14.000 años A.P. corresponda a un período con influencia de ambos regímenes, es decir, un estrechamiento de la Diagonal árida, como lo sugirieron Abraham et al. (2000), sobre la base del análisis de distintas evidencias paleoclimáticas a ambos lados de los Andes.

Tardiglacial: Entre 14.000-11.000 años AP. solamente el registro de mayor altura, en Quebrada del Chaco III, indica condiciones más húmedas en la región de estudio, con indicadores polínicos procedentes de los pisos vegetales superiores, sugiriendo que las condiciones húmedas registradas en este período estarían asociadas esta humedad a una mayor influencia de la fuente este.

Los antecedentes de Chile central-sur indican que este lapso corresponde al término del último máximo glacial y el comienzo de la deglaciación (Denton et al., 1999; Heusser et al., 1999; Moreno, 1997; Moreno et al., 1999; Villagrán, 1988a; Villagrán, 1988b). Los registros lacustres en los Andes adyacentes argentinos, a la latitud de Quebrada del Chaco, también indican condiciones húmedas entre ~17.500-11.400 años AP. (Trauth et al., 2003). Este lapso húmedo ha sido también evidenciado en los registros de paleomadrigueras y de paleovertientes realizados en los Andes chilenos de más al norte, 22-24° S (Betancourt et al., 2000; Latorre et al., 2002; Rech et al., 2001), como asimismo en los registros polínicos y sedimentológicos de laguna Miscanti, a 23° 45' S (Grosjean et al., 2001a). Estas condiciones húmedas se evidencian también en los registros del Altiplano de Bolivia. Así, Argollo and Mourguiart (2000) documentan condiciones húmedas durante el lapso, aunque con breves fases áridas entre

14.000-10.500 años AP. En el Lago Titicaca se registra un ascenso del nivel del lago a partir de 13.000 años AP. (Baker et al., 2001). En el sur de la cuenca de Uyuni-Coipasa, a los ~15.000 años AP.), se registran los mayores niveles paleolacustres (Sylvestre et al., 2001). En la vertiente andina oriental, en la zona del bosque nublado de la cordillera de Bolivia Mourguiart and Ledru (2003) documentan un máximo desarrollo de bosques entre ~14.500-11.500 años AP. En contraste, el registro palinológico de Taguatagua muestra una tendencia a la aridización a partir de ~17.000 años AP. (Heusser, 1983; Heusser, 1990); concordantemente, un registro de sedimentos marinos en la costa de Chile central (32° 45' S; 72°) muestra una tendencia a la aridización entre 18.000 y 8.000 años AP. (Lamy et al., 1999).

En conclusión, los indicadores polínicos del registro Chaco III, la ausencia de polen en el registro de los sitios de menor altitud en Quebrada del Chaco (Chaco I y II), las correlaciones positivas con los registros Argentinos adyacentes, Andes chilenos de más al norte y Altiplano de Bolivia, en correspondencia con cambios de signo opuesto en Chile Central sugieren que este mayor aporte de humedad en los sitios de altura procedería de la fuente este, como lo han planteado todos los autores mencionados.

Holoceno temprano y medio: Durante el período comprendido entre 11.000 y 1.400 años AP., la total ausencia de registros polínicos en el sitio de menor altitud (Chaco I) y los pocos registros polínicos, con dominio de indicadores de vegetación azonal, en los sitios de altitudes intermedias y altas (Chaco II y III), sugieren que durante gran parte del Holoceno la vegetación estuvo restringida a oasis. Estos resultados indicarían

condiciones más áridas que las modernas durante gran parte del Holoceno. Este resultado es concordante con la aridez del Holoceno documentada para los Andes argentinos adyacentes (Godfrey et al., 2003; Lowenstein et al., en prensa; Trauth et al., 2003).

Sin embargo, esta interpretación climática no es concordante con las evidencias documentadas en los estudios paleoclimáticos realizados tanto en los Andes chilenos algo más al norte de la zona de estudio, como en los Andes bolivianos. Así, los estudios en el Loa Superior y Atacama (22-24° S) muestran que las condiciones húmedas del tardiglacial se extendieron hasta comienzo del Holoceno, con un evento húmedo documentado para el Holoceno temprano, finalizando entre 10.500 y 9.000 años AP (Betancourt et al., 2000; Bobst et al., 2001; Godfrey et al., 2003; Grosjean et al., 2001a; Rech et al., 2002). También los registros del altiplano de Bolivia (Baker et al., 2001; Paduano et al., 2003; Wolfe et al., 2001).

Para el Holoceno los registros de Atacama son controversiales en cuanto al clima del período. Por un lado, los indicadores lacustres de Laguna Miscanti (23° 45' S) y Quebrada Puripica (22°48' S; 68°04' W) sugieren aridez (Grosjean, 2001; Grosjean et al., 1995; Grosjean et al., 1997a; Grosjean and Nuñez, 1994; Grosjean et al., 2001a; Valero-Garcés et al., 1996). En contraste, los registros de paleomadrigueras y paleovertientes de la zona comprendida entre 18-24° S sugieren mayor humedad entre 8.000-3.000 años AP. (Betancourt et al., 2000; Latorre et al., 2002; Quade et al., 2001; Rech et al., 2002). Concordantemente, una reinterpretación de los depósitos de Quebrada Puripica realizada por Rech et al. (2003) sugiere mayor recarga de acuíferos entre 8.000-

3.000 años AP. Así también un registro del Salar de Atacama sugiere mayor humedad entre 6.200-3.500 años AP. (Bobst et al., 2001; Godfrey et al., 2003).

En concordancia con nuestros resultados, las evidencias paleoclimáticas de Chile central-norte y central-sur sugieren condiciones áridas para la primera mitad del Holoceno, hasta ~4.000 años AP. En Chile central-norte, tanto los registros marinos como los costeros y andinos muestran condiciones áridas durante la primera mitad del Holoceno y aumentos de humedad a partir de ~4000 años AP. (Grosjean et al., 1997c; Jenny et al., 2002; Lamy et al., 1999; Maldonado and Villagrán, 2002; Veit, 1996; Villagrán and Varela, 1990; Villa-Martínez and Villagrán, 1997). El registro polínico de Laguna Tagua Tagua, en Chile central, también muestra condiciones relativamente áridas respecto al período glacial, durante todo el Holoceno (Heusser, 1983; Heusser, 1990). En el sur de Chile, la expansión del bosque valdiviano dominado por *Eucryphia* en los registros palinológicos de Llanquihue (Rucañancu, 39°33' S; Heusser, 1984) e Isla de Chiloé (Pastahué, Tahui, Melli; 42 - 43° S; Abarzua, 2004; Villagrán, 1985; Villagrán et al, en prep.) ha sido interpretada como una tendencia hacia condiciones cálidas y relativamente más secas, fechada desde el comienzo del Holoceno hasta ~7.700 años AP en Llanquihue y ~6.600 años AP. en Chiloé. Los registros marinos a la latitud de 41° S fechan el comienzo de esta fase cálida y algo más seca a los 7700 años AP. culminando a los 4000 años AP. (Lamy et al., 2001).

Considerando nuestros resultados y todas las evidencias paleoclimáticas reseñadas en este estudio, se concluye que las condiciones húmedas documentadas durante gran parte del Holoceno en los Andes del Norte Grande de Chile, probablemente de fuente

este, no alcanzaron el área de estudio ni los Andes argentinos adyacentes. Posiblemente, la cubierta vegetacional zonal desapareció en gran parte de la zona de estudio y la vegetación azonal se mantuvo en oasis, con el aporte de aguas profundas provenientes de la alta cordillera. Así, durante el lapso, la zona de estudio habría compartido el régimen climático muy árido documentado para Chile central y Norte Chico. En el sur de Chile, la tendencia hacia condiciones algo más cálidas y secas que predominaron durante gran parte del Holoceno han sido interpretadas por (Lamy et al., 1999) como una consecuencia del desplazamiento hacia el sur del cinturón de vientos del oeste. Este evento es concordante con los modelos de dinámica vegetacional propuestos para la Región de los Lagos, sobre la base de la correlación de los registros polínicos de Llanquihue y Chiloé (Villagrán, 2001). los registros de Chile central no muestran aumentos de humedad sino hasta ~4200 años AP (Maldonado y Villagrán 2002; Villa-Martínez & Villagrán 1997; Villa-Martínez et al 2003, Jenny et al 2002), por lo que probablemente las condiciones áridas inferidas en la Región de Los Lagos no habrían alcanzado la zona de Chile central sino hasta ~4200 años AP y por lo tanto tampoco el área de estudio.

Holoceno tardío: El período más reciente del Holoceno de Quebrada del Chaco esta caracterizado por un aumento de humedad, al menos a partir de 1.400 años AP. Concordantemente, en la costa del Norte Chico (Maldonado and Villagrán, 2002) se registra una recuperación de las condiciones de humedad a partir de 1.300 años AP.

En la literatura paleoclimática, la mayoría de los autores coinciden en señalar que las condiciones climáticas modernas en el territorio chileno se establecieron a partir de

3.000 años AP. (Betancourt et al., 2000; Grosjean, 1995; Grosjean et al., 2001b; Jenny et al., 2002; Lamy et al., 1999; Latorre et al., 2002) y que éstas han sido las más variables del Holoceno (Jenny et al., 2002; Lamy et al., 1999; Maldonado and Villagrán, 2002; Marchant et al., 1999; Trauth et al., 2003). La cronología de fases húmedas del Holoceno tardío documentada en la literatura citada muestra una tendencia de disminución temporal de sur a norte. En el sur de Chile, la tendencia hacia un clima húmedo se habría acentuado alrededor de 4000 años AP. (Abarzua 2004; Lamy et al., 2001; Villagrán et al, en prep.). Para Chile central y Norte Chico (30 - 33° S), Veit (1996) documenta dos fases húmedas después de 3000 años AP. Los registros cordilleranos entre 27 y 29° S (Grosjean et al., 1998; Grosjean et al., 1997b) muestran máximos de humedad entre 2600 y 2200 años AP. Al norte del área de estudio, entre 18 - 24° S, (Rech et al., 2001) documentan un leve aumento de nivel en la napa subterránea a partir de 1.000 años AP. en algunas paleovertientes de Atacama, en un contexto predominantemente árido. Esta tendencia indicaría que el aumento de humedad registrado en los tres registros de paleomadrigueras del área de estudio, durante el Holoceno tardío, después de 1.400 años AP, pudo deberse a una mayor influencia de los vientos de oeste, en fase con uno de los últimos lapsos húmedos del Holoceno tardío registrados para Chile central-norte y Chile central-sur.

CONCLUSIONES

Estudios paleoclimáticos en el desierto de Atacama utilizando paleomadrigueras se están haciendo desde hace algunos años, estos trabajos ha dado excelentes resultados para reconstrucciones de cambios en la vegetación desde los últimos 45.000 años (Betancourt et al., 2000; Holmgren et al., 2001; Latorre et al., 2002; Latorre et al., 2003), todos estos estudios se han basado en análisis de macrorrestos vegetales. Los resultados mostrados aquí, basados en análisis polínico de la matriz de paleomadrigueras, también ha mostrado ser buenos indicadores de los cambios de la vegetación ocurridos en el pasado, los cuales muestran coherencia entre si y una buena correlación con los antecedentes paleoclimáticos registrados por otras fuentes de información para las áreas vecinas a nuestra zona de estudio. A diferencia de la mayoría de los resultados publicados en USA, en los cuales son los análisis de macrorrestos los que han sido utilizado para reconstrucciones paleoambientales y en algunos casos de manera complementaria el análisis polínico (Pearson and Betancourt, 2002), en este estudio hemos logrado obtener un buen registro paleoclimático basado en el análisis polínico de paleomadrigueras. La ventaja de utilizar análisis polínico en este estudio radica en que es posible disminuir el sesgo dado por los hábitos alimenticios de los roedores que produjeron las paleomadrigueras, además de permitir una cobertura espacial en los registros que no queda restringida al ámbito de forrajeo del roedor. Probablemente han sido de ayuda para los buenos resultados obtenidos en este análisis la escasa cobertura

vegetal, simpleza de la flora, la escasez de taxa anemófilos y al marcado gradiente de vegetación que existe entre los diferentes niveles altitudinales, siendo posible distinguir entre los distintos nivel a través del polen.

Los resultados del análisis polínico realizado en Quebrada del Chaco sugieren importantes cambios en las precipitaciones durante el último ciclo glacial-postglacial, principalmente de aquellas asociadas a la fuente extra tropical (vientos del Oeste), aunque en cortos lapsos también la fuente tropical (vientos del Este) habría jugado algún rol. Estos cambios hídricos se expresan en importantes cambios en la vegetación de la zona, con desplazamientos de taxa de hasta 1000 m de altura respecto a su ubicación actual en el gradiente altitudinal.

De acuerdo a los resultados obtenidos y su correlación con las evidencias paleoclimáticas documentadas en la literatura, durante gran parte de la última edad glacial, entre los >52.000, 40.000-33.000 años ^{14}C AP y 25.000-17.000 años AP., hubo una mayor influencia de los vientos del Oeste en la zona de estudio, la cual se expresó en una mayor cobertura de la vegetación zonal determinada por el mayor aporte de humedad. En contraste, durante prácticamente todo el Holoceno, entre 11.000 y 1.400 años AP., las condiciones fueron muy áridas, posiblemente, a causa de una menor influencia de los vientos del oeste, tendencia compartida con Chile central. Estas condiciones impidieron el desarrollo de vegetación zonal en la zona de estudio, mientras que la vegetación azonal se habría mantenido en oasis influenciados por factores edáficos locales. A partir de 1.400 años AP. se habrían instaurado las condiciones algo más húmedas del clima moderno, posiblemente debido a un mayor aporte proveniente de

los vientos del oeste. La relación entre los espectros polínicos fósiles y los análogos actuales de la lluvia de polen muestran que, durante los períodos con mayor aporte de humedad proveniente del cinturón de vientos del oeste, el límite inferior de la vegetación habría descendido alrededor de 700 m en el sitio de menor altitud, con semejanzas en la vegetación de este sitio entre el período glacial y el Holoceno tardío, mientras que la vegetación del sitio alto durante el Holoceno tardío se habría mantenido en un rango entre su posición actual y un ascenso de ~200 m.

En algunos lapsos tardiglaciales, los resultados obtenidos y su buena correlación con las regiones andinas del norte de Chile sugieren una mayor influencia de humedad proveniente del este. Así, entre 17.000-14.000 años AP. posiblemente el aporte de humedad fue tanto de los vientos del oeste como de los vientos del este, mientras que entre 14.000-11.000 el mayor aporte de humedad fue de fuente este. Gran parte de los registros de paleomadrigueras correspondientes a este último período con humedad proveniente del este, o bien no tienen análogos actuales en el transecto de lluvia de polen estudiado o corresponden a pisos de vegetación de mayor altitud, sugiriendo así que en este lapso se produjo el mayor descenso de la vegetación durante todo el rango temporal estudiado, del orden de 1000 m en el sitio de mayor altura, el cual se habría dado en torno a los 15.000-16.000 años AP.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen el apoyo economico de Beca Doctoral de Conicyt, Beca de Apoyo a la Realización de Tesis Doctoral de Conicyt, Fondecyt # 2000026 C.L., NSF-ESH EAR-9904838. Tambien agradecen la ayuda en el trabajo de campo a Carolina Soto.

BIBLIOGRAFIA

- Abarzua A.M., 2004. Historia deglacial y postglacial de los bosques templado-lluviosos en la Isla Grande de Chiloé, Chile. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias mención Biología y Ecología Evolutiva, Facultad de Ciencias, Universidad de Chile.
- Abraham, E.W. et al., 2000. Geomorphology and paleoecology of the arid diagonal in southern South America. Sonderheft ZAG, 1: 55-61.
- Anderson, R.S. and Devender, T.R., 1991. Comparison of pollen and macrofossils in packrat (*Neotoma*) middens: A chronological sequence from the Waterman Mountains of southern Arizona, U.S.A. Review of Palaeobotany and Palynology, 68: 1-28.
- Anderson, R.S. and Devender, T.R., 1995. Vegetation history and paleoclimates of the coastal lowlands of Sonora, Mexico - pollen records from packrat middens. Journal of Arid Environments, 30: 295-306.
- Argollo, J. and Mourguiart, P., 2000. Late Quaternary climate history of the Bolivian Altiplano. Quaternary International, 72: 37-51.
- Arroyo, M.T.K. et al., 1998. The flora of Lullailaco National Park located in the transitional winter-summer rainfall area of the northern Chilean Andes. Gayana Botánica, 55(2): 93-110.

- Arroyo, M.T.K., Squeo, F.A., Armesto, J.J. and Villagrán, C., 1988. Effects of aridity on plant diversity in the northern Chilean andes: results of a natural experiment. *Annals of the Missouri Botanical Garden*, 75: 55-78.
- Baker, P.A. et al., 2001. The History of South American Tropical Precipitation for the Past 25,000 Years. *Science*, 291: 640-643.
- Betancourt, J.L., Latorre, C., Rech, J.A., Quade, J. and Rylander, K.A., 2000. A 22,000-Year Record of Monsoonal Precipitation from Northern Chile's Atacama Desert. *Science*, 289: 1542-1546.
- Betancourt, J.L., Rylander, K.A., Peñalba, C. and McVickar, J.L., 2001. Late Quaternary vegetation history of Rough Canyon, south-central New Mexico, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 165: 71-95.
- Betancourt, J.L. et al., in press. Long-term stability of Monte Desert uplands inferred from Chinchilla rat middens in the Sierra de Cacheuta near Mendoza, Argentina. *Journal of Biogeography*.
- Betancourt, J.L. and Saavedra, B., 2002. Paleomadrigueras de roedores, un nuevo método paleoecológico para el estudio del Cuaternario en zonas áridas en Sudamérica. *Revista Chilena de Historia Natural*, 75: 527-546.
- Bobst, A.L. et al., 2001. A 106 ka paleoclimate record from drill core of the Salar de Atacama, northern Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 173: 21-42.
- Caviedes, C., 1972. Geomorfología de Cuaternario del valle de Aconcagua, Chile Central., *Freiburger Geographische Hefte* N° 11, 153 pp. Universität Freiburg I.
- BR

- Clapperton, C.M., Clayton, J.D., Benn, D.I., Marden, C.J. and Argollo, J., 1997. Late quaternary glacier advances and palaeolake highstands in the Bolivian Altiplano. *Quaternary International*, 38/39: 49-59.
- Clayton, J.D. and Clapperton, C.M., 1997. Broad synchrony of a Late-glacial glacier advance and the highstand of palaeolake Tauca in the Bolivian Altiplano. *Journal of Quaternary Science*, 12: 169-182.
- Cortés, A., Rau, J.R., Miranda, E. and Jiménez, J.E., 2002. Hábitos alimenticios de *Lagidium viascacia* y *Abrocoma cinerea*: roedores sintópicos en ambientes altoandinos del norte de Chile. *Revista Chilena de Historia Natural*, 75: 583-593.
- Davis, O.K. and Anderson, R.S., 1987. Pollen in packrat (*Neotoma*) middens: pollen transport and the relationship of pollen to vegetation. *Palynology*, 11: 185-198.
- Davis, O.K. and Anderson, R.S., 1988. Reply to Discussion, T.R. Van Devender. *Palynology*, 12: 226-229.
- Denton, G.H. et al., 1999. Geomorphology, stratigraphy, and radiocarbon chronology of Llanquihue drift in the area of the southern Lake District, Seno Reloncaví, and Isla Grande de Chiloé, Chile. *Geografiska Annaler*, 81(A): 167-229.
- Fægri, K. and Iversen, J., 1989. *Textbook of Pollen Analysis*. Blackwell Scientific Publication, 1-327 pp.
- Fornari, M., Risacher, F. and Féraud, G., 2001. Dating of paleolakes in the central Altiplano of Bolivia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 172: 269-282.

- Garreaud, R. and Aceituno, P., 2002. Atmospheric circulation over South America: Mean features and variability. In: T. Veblen, A. Orme and K. Young (Editors), *The Physical Geography of South America*. Oxford University Press.
- Godfrey, L.V., Jordan, T.E., Lowenstein, T.K. and Alonso, R.L., 2003. Stable isotope constrains on the transport of water to the Andes between 22° and 26°S during the last glacial cycle. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194: 299-317.
- Grimm, E., 1987. CONISS: a fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers and Geosciences*, V(13): 13-35.
- Grosjean, M., 1994. Paleohydrology of the Laguna Lejía (north Chilean Altiplano) and climatic implications for late-glacial times. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109: 89-100.
- Grosjean, M., 1995. Late Quaternary humidity changes in the Atacama Altiplano: regional, global climate signals and possible forcing mechanisms. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I, H. 3-6*: 581-592.
- Grosjean, M., 2001. Mid-Holocene Climate in the South-Central Andes: Humid or Dry? *Science*, 292: 2391a.
- Grosjean, M., Geyh, M.A., Messerli, B. and Schotterer, U., 1995. Late-glacial and early Holocene lake sediments, groundwater formation and climate in the Atacama Altiplano 22°-24°S. *Journal of Paleolimnology*, 14: 241-252.

- Grosjean, M., Geyh, M.A., Messerli, B., Schreier, H. and Veit, H., 1998. A late-Holocene (<2600 BP) glacial advance in the south-central Andes (29°S), northern Chile. *The Holocene*, 8(4): 473-479.
- Grosjean, M., Nuñez, L., Cartajena, I. and Messerli, B., 1997a. Mid-Holocene climate and culture change in the Atacama Desert, northern Chile. *Quaternary Research*, 48: 239-246.
- Grosjean, M. and Nuñez, L.A., 1994. Lateglacial, Early and Middle Holocene environments, human occupation, and resource use in the Atacama (Northern Chile). *Geoarchaeology*, 9(4): 271-286.
- Grosjean, M. et al., 1997b. Mid and late Holocene limnogeology of the Laguna del Negro Francisco, northern Chile, and its palaeoclimatic implications. *The Holocene*, 7.2: 151-159.
- Grosjean, M. et al., 2001a. A 22,000 ¹⁴C year BP sediment and pollen record of climate change from Laguna Miscanti (23°S), northern Chile. *Global and Planetary Change*, 28: 35-51.
- Hajek, E.R. and di Castri, F., 1975. *Bioclimatografía de Chile*. Dirección de Investigación Universidad Católica de Chile, Santiago, 108 pp.
- Heusser, C.J., 1983. Quaternary pollen record from Laguna de Tagua Tagua, Chile. *Science*, 219: 1429-1431.
- Heusser, C.J., 1984. Late-glacial-Holocene climate of the Lake District of Chile. *Quaternary Research* 22(1): 77-90.
- Heusser, C.J., 1989. Southern westerlies during the last glacial maximum. *Quaternary Research*, 31(3): 423-425.

- Heusser, C.J., 1990. Ice age vegetation and climate of subtropical Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 80: 107-127.
- Heusser, C.J., Heusser, L.E. and Lowell, T.V., 1999. Paleoeecology of the southern Chilean Lake District-Isla Grande de Chiloé during middle-late Llanquihue glaciation and deglaciation. *Geografiska Annaler*, 81(A): 231-284.
- Holmgren, C.A. et al., 2001. Holocene Vegetation History from Fossil Rodent Middens near Arequipa, Peru. *Quaternary Research*, 56: 242-251.
- Jenny, B. et al., 2002. Early to Mid-Holocene Aridity in Central Chile and the Southern Westerlies: The Laguna Aculeo Record (34°S). *Quaternary Research*, 58: 160-171.
- King, J.E. and Van Devender, T.R., 1977. Pollen analysis of fossil packrat middens from the Sonoran Desert. *Quaternary Research*, 8: 191-204.
- Lamy, F., Hebbeln, D., Röhl, U. and 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: 369-382.
- Lamy, F., Hebbeln, D. and Wefer, G., 1998. Late Quaternary precessional cycles of terrigenous sediment input off the Norte Chico, Chile (27.5° S) and paleoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 141: 233-251.
- Lamy, F., Hebbeln, D. and Wefer, G., 1999. High-resolution marine record of climatic change in mid-latitude Chile during the last 28,000 years based on terrigenous sediment parameters. *Quaternary Research*, 51: 83-93.

- Latorre, C., Betancourt, J.L., Rylander, K.A. and Quade, J., 2002. Vegetation invasions into absolute desert: A 45 000 yr rodent midden record from the Calama-Salar de Atacama basins, northern Chile (lat 22°-24°S). *Geological Society of America Bulletin*, 114(3): 349-366.
- Latorre, C., Betancourt, J.L., Rylander, K.A., Quade, J. and Matthei, O., 2003. A vegetation history from the arid prepuna of northern Chile (22-23° S) over the last 13,500 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194: 223-246.
- Latorre, C., Villagrán, C., Maldonado, A. and Betancourt, J., in prep. A natural experiment revisited: phytogeography in the Atacama Desert and adjacent Andes Cordillera of northern Chile.
- Lowenstein, T.K. et al., in press. 80 ka Paleoclimatic record from the Arid Andes, Salar de Hombre Muerto, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- Lowenstein, T.K. et al., 2002. 80 ka paleoclimate record from the arid Andes, Salar de Hombre Muerto, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, (in press).
- Maldonado, A. and Villagrán, C., 2002. 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*, 58: 130-138.
- Marchant, M., Hebbeln, D. and Wefer, G., 1999. High resolution planktic foraminiferal record of the last 13,300 years from the upwelling area off Chile. *Marine Geology*, 161: 115-128.

- Miller, A., 1976. The Climate of Chile. In: W. Schwerdtfeger (Editor), *Climates of Central and South America*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, pp. 113-145.
- Montecinos, A., Díaz, A. and Aceituno, P., 2000. Seasonal Diagnostic and Predictability of Rainfall in Subtropical South America Based on Tropical Pacific SST. *Journal of Climate*, 13: 746-758.
- Moreno, P.I., 1997. Vegetation and climate near Lago Llanquihue in the Chilean Lake District between 20200 and 9500 ^{14}C yr BP. *Journal of Quaternary Science*, 12(6): 485-500.
- Moreno, P.I., Lowell, T.V., Jacobson Jr, G.L. and Denton, G.H., 1999. Abrupt vegetation and climate changes during the Last Glacial Maximum and Last Termination in the Chilean Lake District: a case study from Canal de la Puntilla (41°S). *Geografiska Annaler*, 81(A): 285-311.
- Moreno, P.I., Villagrán, C., Marquet, P.A. and Marshall, L.G., 1994. Quaternary paleobiogeography of northern and central Chile. *Revista Chilena de Historia Natural*, 67: 487-502.
- Mourguiart, P. and Ledru, M.-P., 2003. Last Glacial Maximum in an Andean cloud forest environment (Eastern Cordillera, Bolivia). *Geology*, 31(3): 195-198.
- Paduano, G.M., Bush, M.B., Baker, P.A., Fritz, S.C. and Seltzer, G.O., 2003. A vegetation and fire history of Lake Titicaca since the Last Glacial Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194: 259-279.
- Pearson, S. and Betancourt, J.L., 2002. Understanding arid environments using fossil rodent middens. *Journal of Arid Environments*, 50: 499-511.

- Quade, J., Rech, J.A., Betancourt, J.L. and Latorre, C., 2001. Mid-Holocene Climate in the South-Central Andes: Humid or Dry?. *Response. Science*, 292: 2391a.
- Ramirez, E., G. Hoffmann, J.D. Taupin, B. Francou, P. Ribstein, N. Caillon, F.A. Ferron, A. Landais, J.R. Petit, B. Pouyaud, U. Schotterer, J.C. Simoes\$ M. Stievenard, 2003. A new Andean deep ice core from Nevado Illimani (6350 m), Bolivia. *Earth and Planetary Science Letters*, 212: 337-350.
- Rech, J.A., Pigati, J.S., Quade, J. and Betancourt, J.L., 2003. Re-evaluation of mid-Holocene deposits at Quebrada Puripica, northern Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194: 207-222.
- Rech, J.A., Quade, J. and Betancourt, J.L., 2001. Paleoclimatic reconstruction of the Atacama Desert (18-26 S): Evidence from paleowetland deposits, Tucson, Arizona.
- Rech, J.A., Quade, J. and Betancourt, J.L., 2002. Late Quaternary paleohydrology of the central Atacama Desert. *Geological Society of America Bulletin*, 114(2).
- Rutllant, J. and Fuenzalida, H., 1991. Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the southern Oscillation. *International Journal of Climatology*, 11: 63-76.
- Schwerdtfeger, W. (Editor), 1976. *Climates of Central and South America*, World Survey of Climatology, 12, 532 pp.
- Stuiver, M. et al., 1998. INTCAL98 Radiocarbon age calibration 24,000 - 0 cal BP. *Radiocarbon*, 40: 1041-1083.

- Sylvestre, F. et al., 1999. Lake-level chronology on the Southern Bolivian Altiplano (18°-23°S) during late-glacial time and the early Holocene. *Quaternary Research*, 51: 54-66.
- Sylvestre, F. et al., 2001. Lake-level fluctuations from Uyuni-Coipasa basin, Bolivia between 21 and 8 ¹⁴C kyr B.P.: Diatom and Shoreline evidences, Central Andean Paleoclimate Workshop, Tucson, Arizona.
- Thompson, L.G. et al., 1998. A 25,000-Year Tropical Climate History from Bolivian Ice Cores. *Science*, 282: 1858-1864.
- Thompson, R.S., 1985. Palynology and *Noetoma* middens. *AASP Contribution Series*, 16: 89-112.
- Trauth, M.H., Bookhagen, B., Marwan, N. and Strecker, M.R., 2003. Multiple landslide clusters record Quaternary climate changes in the northwestern Argentine Andes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194: 109-121.
- Valero-Garcés, B.L. et al., 1996. Limnogeology of Laguna Miscanti: evidence for mid to late Holocene moisture changes in the Atacama Altiplano (Northern Chile). *Journal of Paleolimnology*, 16: 1-21.
- Van Devender, T.R., 1988. Discussion to Pollen in packrat (*Neotoma*) middens: pollen transport and the relationship of pollen to vegetation. Davis, O.K. & R.S. Anderson. *Palynology*, 12: 221-229.
- Veit, H., 1996. Southern Westerlies during the Holocene deduced from geomorphological and pedological studies in the Norte Chico, Northern Chile (27-33°S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 123: 107-119.

- Villagrán, C., 1985. Análisis palinológico de los cambios vegetacionales durante el Tardiglacial y Postglacial en Chiloé, Chile. *Revista Chilena de Historia Natural*, 58: 57-69.
- Villagrán, C., 1988a. Expansion of Magellanic moorland during the late Pleistocene; palynological evidence from northern Isla de Chiloe, Chile. *Quaternary Research*, 30(3): 304-314.
- Villagrán, C., 1988b. Late Quaternary vegetation of southern Isla Grande de Chiloe, Chile. *Quaternary Research*, 29(3): 294-306.
- 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. and Hinojosa, L.F., 1997. Historia de los bosques del sur de Sudamérica II: análisis biogeográfico. *Revista Chilena de Historia Natural*, 70: 241-267.
- Villagrán, C., Kalin-Arroyo, M.T. and Marticorena, C., 1983. Efectos de la desertización en la distribución de la flora andina de Chile. *Revista Chilena de Historia Natural*, 56: 137-157.
- Villagrán, C., León, A. and Roig, F., 2004. Paleodistribución glacial del alerce (*Fitzroya cupressoides*) en las Provincias de Llanquihue y Chiloé, Región de los Lagos del sur de Chile. *Revista Geológica de Chile* (en prensa).
- Villagrán, C. and Varela, J., 1990. Palynological Evidence for Increased Aridity on the Central Chilean Coast during the Holocene. *Quaternary Research*, 34: 198-207.

- Villa-Martínez, R. and Villagrán, C., 1997. Historia de la vegetación de bosques pantanosos de la costa de Chile central durante el Holoceno medio y tardío. *Revista Chilena de Historia Natural*, 70: 391-401.
- Vuille, M. and Ammann, C., 1997. Regional Snowfall Patterns in the High, Arid Andes. *Climatic Change*, 36: 413-423.
- Wolfe, B.B., Aravena, R., Abbott, M.B., Seltzer, G.O. and Gibson, J.J., 2001. Reconstruction of paleohydrology and paleohumidity from oxygen isotope records in the Bolivian Andes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 176: 177-192.

CAPÍTULO 4

INTERPRETACIÓN PALEOCLIMÁTICA DEL HOLOCENO DE CHILE: ANÁLOGOS ACTUALES Y CORRELACIÓN CON EVIDENCIAS PALEOAMBIENTALES

RESUMEN

Las variaciones climáticas a lo largo del Holoceno en una amplia región geográfica de Chile, han sido asignadas frecuentemente a variaciones de la posición y/o intensidad del cinturón de vientos del oeste. Como un intento de entender las variaciones experimentadas por este cinturón climático durante el Holoceno, en este trabajo se recopila y sintetiza una amplia gama de registros paleoclimáticos, situados a lo largo del ámbito de influencia del cinturón de vientos del oeste (25-55° S). Además se intenta relacionar estas variaciones con situaciones atmosféricas actuales extremas, es decir, se busca establecer análogos climáticos actuales que permitan la interpretación de los patrones paleoclimáticos registrados. En particular, se ha utilizado como análogo climático el componente zonal del viento durante las situaciones extremas de precipitaciones en el Norte Chico. Para ello se seleccionaron los años más secos y más lluviosos en la zona de estudio.

Las evidencias paleoclimáticas publicadas permiten establecer la siguiente secuencia de eventos climáticos: Durante el Holoceno temprano (~11.500-9.000 años AP), condiciones de humedad moderada en el Norte Chico, Chile Central, Región de los Lagos y de Los Canales, mientras que en la región de Magallanes y Tierra del Fuego, condiciones relativamente secas. El análogo climático asociado a este patrón corresponde al de los inviernos más húmedos en el Norte Chico, en el cual las velocidades de viento zonal encuentran su máximo, a la altura geopotencial de 500 hPa, en la atmósfera media (aproximadamente a 5.000 msnm) y entre 27 - 43° S. Durante el Holoceno temprano a medio (~9.000-7.000 años AP), condiciones húmedas desde a Región de los Canales al sur (44 - 55° S), mientras que en la Región de los Lagos y más al norte, condiciones relativamente secas. El análogo que mejor ajusta a este patrón corresponde al de los inviernos de los años más secos, en los cuales las mayores velocidades de viento en la atmósfera media se encuentran concentrados en el extremo sur del continente (44 - 55° S). Al mismo tiempo, las velocidades de viento máximas en la atmósfera alta (a 200 hPa, aproximadamente a 12.000 msnm) se encuentran relativamente atenuadas respecto a la situación anterior. Durante el Holoceno medio (~7.000-4.000 años AP) se han inferido condiciones de humedad en ascenso respecto al período anterior, primero en la Región de los Lagos y luego en Chile Central y Norte Chico. En contraste, se infieren condiciones relativamente secas en la Región de los Canales. El análogo climático de este período corresponde a la interacción entre los inviernos de los años anormalmente húmedos y los veranos de los años anormalmente secos. Durante el Holoceno tardío (~4.000-0 años AP) se establece un patrón de

precipitaciones semejante al actual, con leves aumentos de humedad primeramente en la Región de los Lagos y posteriormente en el área más boreal bajo la influencia de los vientos del oeste.

1. SISTEMA CLIMÁTICO ACTUAL

En Chile las precipitaciones están controladas por dos grandes sistemas climáticos. Por un lado, en el Altiplano del extremo norte del país, el cinturón de vientos alisios de fuente Amazónica es el que aporta lluvias estivales al sector, exhibiendo un patrón decreciente en sentido NE-SW y hasta aproximadamente 24° S. En contraste, el resto del país se encuentra bajo la influencia del cinturón de vientos del oeste de las latitudes templadas (CVO). Este sistema aporta un flujo atmosférico constante procedente del oeste el cual intercepta el continente cerca de los 45° S, expandiendo su influencia más allá del extremo sur del continente y, por el norte y en forma decreciente, hasta aproximadamente los 25° S. Al norte de 38° S la influencia del CVO es bloqueada durante los meses estivales, una consecuencia del desplazamiento anual del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur (ASPS). Así, de acuerdo al ciclo anual de desplazamiento latitudinal del ASPS, el territorio situado al norte de 38° S recibe la incursión de los frentes migratorios asociados al CVO solamente en los meses invernales, conformándose así la región con clima mediterráneo de Chile (Miller 1976; Van Husen 1967; Garreaud & Aceituno 2002).

2. HIPÓTESIS PALEOCLIMÁTICA

La mayoría de las evidencias paleoambientales de las zonas climáticas mediterránea y templada de Chile, bajo la influencia del CVO, han documentado grandes cambios climáticas durante el último ciclo glacial - interglacial, las cuales han sido interpretadas en términos de variación en las precipitaciones y temperaturas. La hipótesis más productiva para explicar el clima glacial más húmedo gran ha sido la de un desplazamiento latitudinal del CVO, sobre la base de las reconstrucciones de las paleotemperaturas (CLIMAP 1981), cambios sedimentológicos (Lamy et al 2001), contraste entre la vegetación glacial y post glacial (Heusser 1983, Villagrán 1988; Moreno y León 2003) y cambios en los ensambles de Coleopteros (Ashworth et al 1991

Durante el Holoceno, el lapso temporal que exhibe el mayor contraste con el pleniglacial más húmedo corresponde a un severo lapso árido, documentado por varios autores para el Holoceno temprano a medio. Recientemente, Lamy et al (2001) ha postulado un desplazamiento hacia el sur del CVO para explicar esta fase árida del Holoceno temprano a medio.

El propósito de este trabajo es proponer análogos actuales que podrían explicar las variaciones climáticas del Holoceno en la zona influenciada por el cinturón de vientos del oeste. Para ello, se discuten las evidencias paleoclimáticas disponibles y se analiza la componente zonal del viento actual de los años extremos en cuanto a humedad, en la porción norte de la zona de influencia del CVO. El fundamento para realizar una revisión de los antecedentes paleoclimáticos de toda la región chilena bajo la influencia del CVO se basa en el supuesto de que cambios pasados en el sistema de los oeste, asociados a desplazamientos de este cinturón climático, debería expresarse con signos

opuestos en sus áreas extremas boreal y austral. En esta revisión se eligieron los perfiles polínicos y de otros indicadores paleoclimáticos que tuvieran mejor resolución y cronología, intentando cubrir toda la zona influenciada por el cinturón de vientos del oeste.

3. EVIDENCIAS PALEOCLIMÁTICAS

A continuación se discuten las evidencias palinológicas procedentes de todas las regiones geográficas de Chile con influencia del CVO y se relacionan con otras evidencias físicas publicadas. En la Figura 1 se muestran los registros palinológicos seleccionados, además de otros *proxy data* discutidos. En la Figura 2 se esquematizan sintéticamente, ordenadas de sur a norte, las grandes variaciones climáticas registradas en estas secuencias holocénicas.

3.1. Norte Grande

En Quebrada del Chaco (25°30' S, Figura 2) se observa una prolongada extensión de condiciones áridas durante prácticamente todo el Holoceno, a excepción de una breve fase algo más húmeda registrada entre 1.400 y 500 años AP. (Maldonado et al en prep.).

3.2. Norte Chico y Chile Central

Cuatro registros paleoclimáticos procedentes de Chile Central y Norte Chico, entre 32° y 34° S muestran cinco fases climáticas contrastantes durante el Holoceno (Figura 2).

Durante el Holoceno temprano, dos de los registros (Palo Colorado y Aculeo) documentan condiciones relativamente húmedas. Por un lado, Palo Colorado (32°05' S; 71°30' W; Maldonado y Villagrán en prep.) exhibe persistencia de la fase húmeda hasta 8800 años AP, caracterizada por predominio de polen arbóreo. Por otra parte, Laguna Aculeo (33°50' S; 70° 55' W; Jenny et al. 2002b), aunque sin contenido polínico durante el Holoceno temprano, exhibe una fase previa a ~9.000 años AP caracterizada por una sedimentología dominada por depósitos fluviales seguida de indicadores de la presencia de un lago efímero y somero, condiciones que pueden ser interpretadas como relativamente húmedas. En concordancia con las evidencias palinológicas, los registros paleopedológicos documentados para el Norte Chico y Chile Central (27° 00' - 33° 30' S; 69° 30'-71° 45'W; Veit 1996), sugieren condiciones húmedas desde el inicio del Holoceno y hasta los 8.100 años AP. Por otra parte, de un registro marino obtenido frente a Valparaíso, en torno a los 33° S (Kim et al. 2002), se han inferido temperaturas superficiales del mar similares a las actuales entre 10.100 y 8.000 años AP.

Con posterioridad al evento húmedo de inicios del Holoceno todos los registros son concordantes en mostrar condiciones de extrema aridez durante el lapso Holoceno temprano a medio. Así, Palo Colorado, después de un breve lapso con dominio de polen no arbóreo hasta 8.000 años AP. sigue un lapso caracterizado por ausencia de polen y dominio de sedimentos inorgánicos que se prolonga hasta 5.300 años AP., tiempo para el cual se infieren condiciones muy áridas (Maldonado y Villagrán en prep.). También del registro de sedimentos de Aculeo se infieren condiciones áridas hasta los 5.700 años AP., sobre la base de la presencia de indicadores de un lago salino, con precipitación de

carbonatos, en concordancia con un registro de polen dominado por Quenopodiáceas (Jenny et al. 2002b; Villa-Martínez et al 2003). Otros dos registros palinológicos de la región, Ñague y Quintero documentan el término de esta fase árida entre 4.000 y 4.450 años AP. (Maldonado y Villagrán 2002, Villa-Martínez y Villagrán 1997). En concordancia con la evidencia palinológica, los registros paleopedológicos del Norte Chico sugieren condiciones más cálidas, con un aumento de temperatura de hasta 3° C entre 8.100 y 5.700 años AP. (Veit 1996). Por otra parte, el registro marino frente a Valparaíso sugiere condiciones áridas estables entre 8.000 y 4.000 años AP. (Lamy et al. 1999) y temperaturas superficiales del mar en ascenso durante el lapso con máximos a los 6.500 años AP. (Kim et al. 2002). Este máximo de las temperaturas es coincidente con el hallazgo de terrazas marinas elevadas hasta 3,8 m sobre el nivel actual en las costas de Algarrobo (33° S) y Tongoy (30° S), fechada en torno a los 6.500 – 6.800 años AP. (Hervé et al. 2003, Ota & Paskoff 1993).

Durante el lapso Holoceno medio a tardío todos los registros de la región documentan la recuperación de los niveles de humedad, a partir de aproximadamente 4.500 años AP. Así, Ñague muestra una reversión de las condiciones áridas a los 4.200 años AP. con el inicio de la colonización del bosque en el sector (Maldonado & Villagrán 2002). El registro de Palo Colorado muestra la reinstauración de las condiciones húmedas a los 5.300 años AP., marcadas por la reaparición de indicadores húmedos como las Mirtáceas. Quintero II (32° 47'S; 71° 30'W) exhibe el cambio de condiciones áridas a húmedas a los 4.500 años AP., de acuerdo al reemplazo de las Quenopodiáceas por indicadores de vegas (Villa-Martínez & Villagrán 1997). También las evidencias físicas son concordantes con la tendencia hacia el incremento de la

humedad en la región durante este tiempo, como por ejemplo el registro de Laguna del Negro Francisco en los Andes de Copiapó, a los 27° S (Grosjean et al. 1997), el cual muestra el cambio de una fase lacustre salina hacia una de agua dulce a los 4.000 años AP.

Después de 3.200 años AP. los registros palinológicos documentan una intensificación de la tendencia hacia mayor humedad, evidenciada por la sustitución de los espectros herbáceos por arbóreos, aunque con breves reversiones hacia aridez, ésta últimas documentadas principalmente en los registros del Norte Chico, Ñague (1800-1300 años AP.) y Palo Colorado (3.300-2.000 años AP.). Esta breve fase árida ha sido también documentada en los registros sedimentológicos para el lapso entre 2.200-1.100 años AP, tanto en registros andinos como Río la Gallina y Laguna del Negro Francisco en los andes de Copiapó, como asimismo en Laguna Aculeo en Chile Central y en los depósitos paleopedológicos del Norte Chico (Earley et al 2003, Grosjean et al 1997, Jenny et al 2001a, Veit 1996). Adicionalmente, durante el Holoceno tardío los registros de la región muestran un aumento en la variabilidad de los indicadores *proxy* a partir de 4.000 (Lamy et al. 1999) o 3.000 años AP (Jenny et al. 2002b, Marchant et al. 1999, Villa-Martínez et al. 2003), hecho que ha sido interpretado como relacionado con un incremento de la variabilidad climática asociada a una mayor recurrencia y/o intensidad de eventos El Niño-Oscilación del Sur.

3.3. Región de los Lagos

Varias secuencias palinológicas que abarcan el Holoceno completo han sido publicadas para la Región de Los Lagos, entre 39° y 43° S. En la Figura 2 se sintetizan

las principales fases climáticas evidenciadas en estas secuencias y, a continuación se comentan brevemente.

En todas las secuencias se observa un Holoceno temprano relativamente más húmedo. Así, en la interfase mediterráneo-templada, el sitio Rucañancu (39°33' S; 72° 18' W; Heusser 1984a) muestra un inicio holocénico dominado por el polen de Mirtáceas, fechado entre ~11.500 y 10.400 años AP., seguido de una fase algo menos húmeda que se prolonga hasta 9.500 años AP., caracterizada por la dominancia de *Aetoxicon punctatum*, taxon perteneciente al bosque costero tipo Valdiviano. Los registros de Llanquihue (Heusser 1966), cercanos al Seno del Reloncaví y en torno a las latitudes 41°40' S, exhiben una fase relativamente húmeda a inicios del Holoceno, entre 11.500 y 9.500 años AP. También en Llanquihue, el registro de Lago Condorito (41°45' S; 73° 07'W; Moreno 2004), muestra una fase a inicios del Holoceno, dominada por *Weinmannia trichosperma*, que puede ser interpretada como relativamente húmeda, la cual culmina alrededor de 10.100 AP. En la Isla de Chiloé, en torno a los 42°30' S, tres registros: Laguna Pastahue (42° 22'S; 73° 49'W; Villagrán 1985), Laguna Tahui y Laguna Melli (42° 50'S; 73° 30'W; Abarzua. 2004) también muestran un inicio del Holoceno marcado por una fase húmeda, dominada por *Weinmannia trichosperma*, la cual culmina en torno a los 9.400 años AP.

Durante el lapso Holoceno temprano a medio de la mayoría de los registros se puede inferir una fase cálida y seca que se prolonga hasta cerca de 7.700-6.800 años AP. Así, el sitio Rucañancu, después de un breve máximo de Gramíneas, muestra el paulatino incremento del elemento más termófilo del bosque Valdiviano, la especie

decidua *Nothofagus* tipo *obliqua*, entre ~9.500 y 7.700 años AP. En Llanquihue, en el sector del Seno del Reloncavi, los registros Alerces (I, II y III) y Calbuco de Heusser (1966) muestran el dominio polínicos de la especie valdiviana *Eucryphia/Caldcluvia* marcando una fase interpretada como con condiciones relativamente más secas entre ~9.500 y 7.400 años AP. Sin embargo el registro de Lago Condorito muestran el dominio de *Eucryphia/Caldcluvia* entre ~10.100 y 6.900 años AP. En la isla de Chiloé los perfiles de Pastahue, Melli y Tahui nuevamente registran el predominio de *Eucryphia cordifolia*, entre ~9.400 y 6.600 años AP., indicando condiciones también cálidas y secas para el lapso.

Durante el período Holoceno medio a tardío todos los registros muestran una tendencia de recuperación de las condiciones húmedas. Así, el sitio Rucañancu registra el paulatino incremento de *Nothofagus* tipo *dombeyi* y Ciperáceas, con persistencia del indicador cálido *Nothofagus* tipo *obliqua* decidua en cantidades menores, registrándose el inicio de la tendencia hacia alrededor de 7.700 años AP., culminando a 4.400 años AP. En Llanquihue, los registros Alerces y Calbuco datan esta fase húmeda entre ~7.400 y 5.300 años AP., caracterizada por la abundante representatividad de elementos Nordpatagónicos tales como Coníferas y *Tepualia stipularis*, aunque con persistencia del elemento valdiviano *Eucryphia cordifolia*. También en Llanquihue, la reversión hacia condiciones más húmedas es registrada a partir de ~7.000 años AP. en el perfil de Lago Condorito (Moreno 2004), como se desprende del aumento en importancia de los taxa *Nothofagus* tipo *dombeyi*, *Saxegothaea conspicua*, *Podocarpus nubigena* y *Drimys winteri*, asociadas al colapso del taxa valdiviano *Eucryphia*. En la isla de Chiloé, esta

fase relativamente más húmeda se registra a partir de ~6.600 años AP., donde los registros Pastahue, Tahui y Melli muestran también un espectro de bosque mixto Valdiviano y Nordpatagónico, con creciente representatividad de indicadores nordpatagónicos tales como Mirtáceas, *Drimys winteri*, Coníferas y *Tepualia stipularis*.

Después de 5.300 años AP. en Llanquihue y de 3.500 años AP. en la isla de Chiloé, la tendencia hacia mayor humedad se incrementa en todos los registros, aunque con moderadas fluctuaciones las cuales varían en los distintos sitios. Esta tendencia se expresa en la práctica desaparición de los indicadores valdivianos calidófilos, como *Eucryphia*, y la dominancia del elemento nordpatagónico con Coníferas y del valdiviano-nordpatagónico de requerimientos menos cálidos, como *Weinmannia trichosperma*, Mirtáceas y *Tepualia*. En general, durante este tiempo las fluctuaciones de los indicadores sugieren mayor variabilidad climática, particularmente en el sur de la Región de los Lagos, en las lagunas Tahui y Melli, Isla Grande de Chiloé.

3.4. Región de los Canales

Pocos son los registros existentes para la región de los Canales. Sobre la base de las evidencias polínicas procedentes de los registros de Laguna Stibnite (46°25' S; 74° 24'W; Lumley et al 1993), Laguna San Rafael (46°40' S; 74° 00'W; Heusser 1960) y Puerto Edén (49°08' S; 74° 25'W; Ashworth et al 1991) se pueden inferir condiciones muy húmedas entre 11.500 y 6.800 años AP., como se desprende del dominio de *Nothofagus* y *Tepualia* en Laguna Stibnite y *Nothofagus* asociado, a taxa

de tundras magallánicas (*Lepidothamnus*, *Donatia*, *Astelia* y *Gaimardia*), en Puerto Edén

Durante el Holoceno medio, entre ~6.800 y 4.450 años AP., se puede inferir una fase relativamente menos húmeda en la Región de los Canales, sobre la base del incremento de *Pilgerodendron uviferum* y *Weinmannia trichosperma* en Laguna Stibnite; *Weinmannia trichosperma*, en San Rafael; y reemplazo de los elementos de tundras por Mirtáceas, *Pilgerodendron* y *Empetrum* en Puerto Edén.

Durante el Holoceno tardío, después de 2.800 años AP. se reinstauran condiciones muy húmedas en la región, a juzgar por el aumento de *Nothofagus*, Podocarpáceas y *Tepualia*, en Laguna Stibnite y San Rafael, y de un nuevo auge de los indicadores de tundras magallánicas en Puerto Edén.

En contradicción con el registro polínico, el registro de Quironómidos de Laguna Stibnite (Massaferro & Brooks 2002) documenta una fase con condiciones más secas que las actuales durante el Holoceno temprano a medio, entre 10.600 y 7.200 años AP.; En el Holoceno medio, después de 6.800 años AP, este mismo indicador documenta niveles intermedios de pluviosidad; entre 5.300 y 2.400 años AP, elevadas precipitaciones, descendiendo entre 2.400 y 1.500 años AP.

Por las razones que exponemos a continuación, hemos preferido apoyar nuestra interpretación paleoclimática de Laguna Stibnites sobre la base del registro polínico. Pese a que los estudios en Europa y Norte América ha mostrado que la abundancia y distribución de Quironómidos están fuertemente influenciados por la temperatura de aire y del agua, y se han generado modelos para inferir paleotemperaturas, su

distribución y abundancia también es afectada por otros factores como cambios en el nivel del lago, nutrientes, oxígeno disuelto y pH (Massferro & Brooks 2002). Adicionalmente el poco conocimiento de la ecología de los taxa en la zona de estudio, Laguna Stibnites, puede llevar a interpretaciones, que tal vez no estén relacionadas con factores climáticos.

3.5. Magallanes y Tierra del Fuego

En la Figura 2 se muestran los registros polínicos de Magallanes y Tierra del Fuego, en torno al Canal Beagle, entre 53°30' y 55° S: Estancia Esmeralda II (McCulloch & Davies 2001), Lapataia (Heusser 1998) y Puerto Harberton (Heusser 1990). En ellos, durante el Holoceno temprano, el predominio de polen herbáceo de Gramíneas, la deficiente preservación de los granos, el mayor grado de humificación de los sedimentos y los máximos de carbón, han sido interpretados como indicadores de condiciones relativamente más secas entre 11.500 y alrededor de 9.500 años AP., prolongándose esta fase hasta ~6.400 años AP. en el registro más austral de Puerto Harberton (54°53'S; 67° 10'W; Heusser 1990). Durante el Holoceno medio y tardío, todos estos registros muestran condiciones muy húmedas, como las imperantes actualmente.

La comparación de los registros polínicos de la región de Magallanes muestra una diferenciación regional en el sentido longitudinal: Los registros más oceánicos, procedentes de los sectores suroccidentales en torno al Canal Beagle (Puerto Harberton, Puerto Williams, Ushuaia, Lapataia y Caleta Robalo; Heusser 1984b, 1993b, 1995b,

1998), muestran una más temprana presencia holocénica de *Nothofagus*, aunque con proporciones bajas (~11.500 y ~5.700 años AP.). En contraste, los registros procedentes de sitios situados más al oriente del continente (Cueva Fells, Punta Arenas, Onamonte, Lago Fagnano y Bahía Moat), bajo el efecto de sombra de lluvia de los Andes, muestran el predominio de herbáceas, Gramíneas o *Empetrum*, hasta alrededor de 5.700 años AP. (Heusser 1990, 1993a, 1994, 1995a, 1995b, Markgraf 1993). De acuerdo a Heusser (1993a), la tardía expansión del bosque de *Nothofagus* hacia la estepa patagónica se debe a que sólo a partir de los ~5.700 años AP. se dieron las condiciones de humedad necesarias para este proceso. Este supuesto parece correcto, a juzgar por el muy tardío establecimiento del bosque de *Nothofagus*, cerca de 1.400 años AP., en el registro trasandino más oriental de la región, Onamonte; también los indicadores de tundras *Donatia fascicularis* y *Astelia pumila*, presentes desde inicios del Holoceno en la Región de los Canales, se registran solamente a partir de 1.400 y 2.700 años AP. respectivamente, en Bahía Moat, el registro más oriental adyacente al Canal Beagle (Heusser 1995a).

Las evidencias estratigráficas y el análisis de diatomeas de los registros polínico de Puerto del Hambre permiten inferir una paulatina transgresión marina en el sitio, desde 9150 hasta 4400 años AP., con máximos en torno a 7.400 años AP. (MacCulloch & Davies 2001). Estos cambios podrían ser una consecuencia del ascenso de las temperaturas, quizás reforzadas por el alzamiento continental provocado por rebote isostático postglacial, después del retiro de los hielos en la región. Por otra parte, los estudios de geología glacial del extremo sur del continente (~49° - 51°S), principalmente

de la vertiente oriental de los Andes, muestran una serie de avances de lóbulos glaciares en el Holoceno, los cuales, a excepción de un avance temprano a 9.500 y 9.000-8.300 años AP., muestran una cronología correspondiente al Holoceno medio a tardío: 6.600-6.300; 5.150-4.750; 3.900-3.500; 2300-2200; 1.400-930; 400-150 años AP. (Aniya 1995, 1996, Aniya & Sato 1995, Marden & Clapperton 1995, Mercer 1976, Wenzens 1999, Wenzens & Wenzens 1998).

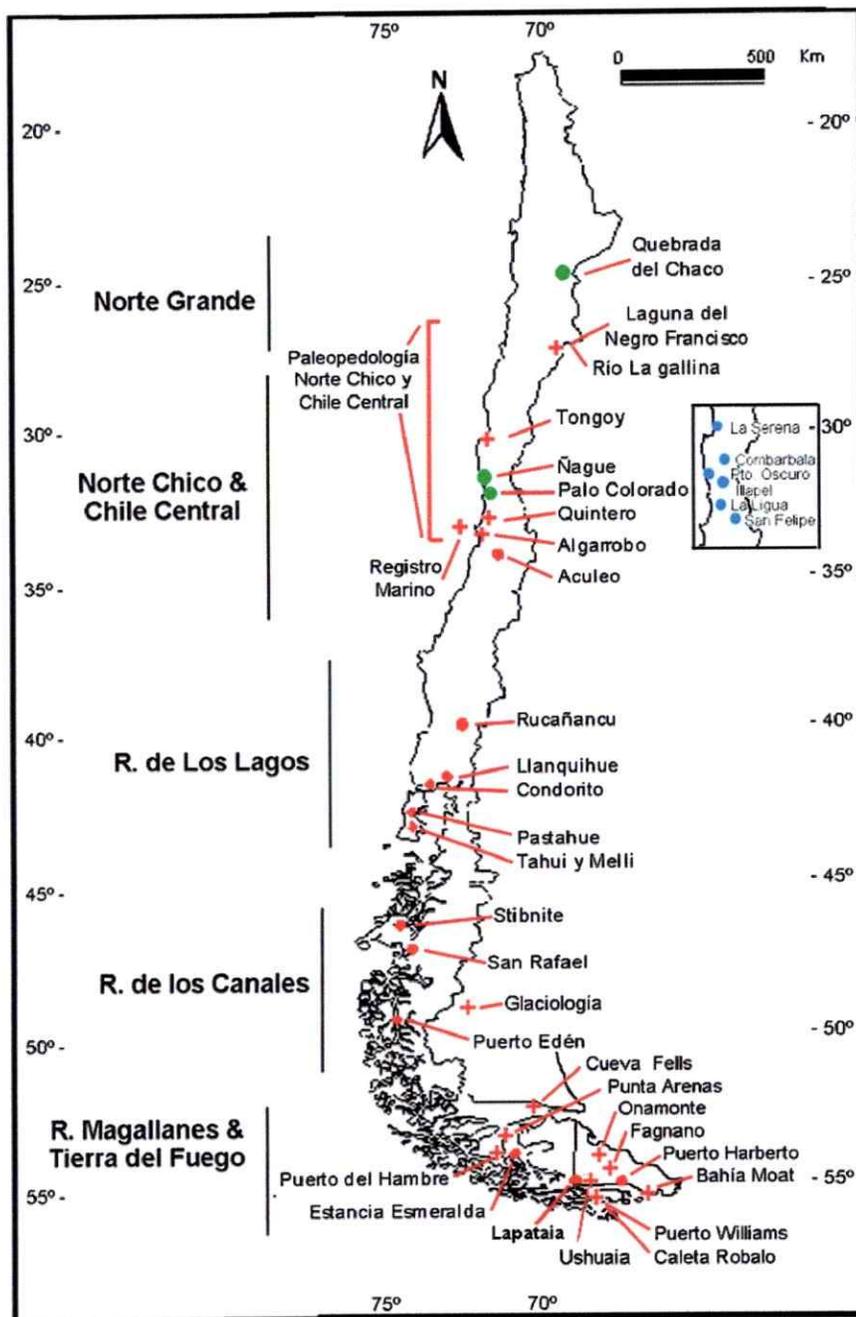


Figura 1: Mapa del área de estudio con los sitios estudiados en esta tesis (en Verde) y los sitios paleoclimáticos discutidos (en Rojo). Con círculos se indican los sitios de los registros esquematizados en la figura 2 y con cruces otros sitios mencionados en el texto. Adicionalmente, en el recuadro de la derecha, con círculos celestes se muestra la ubicación de las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis.

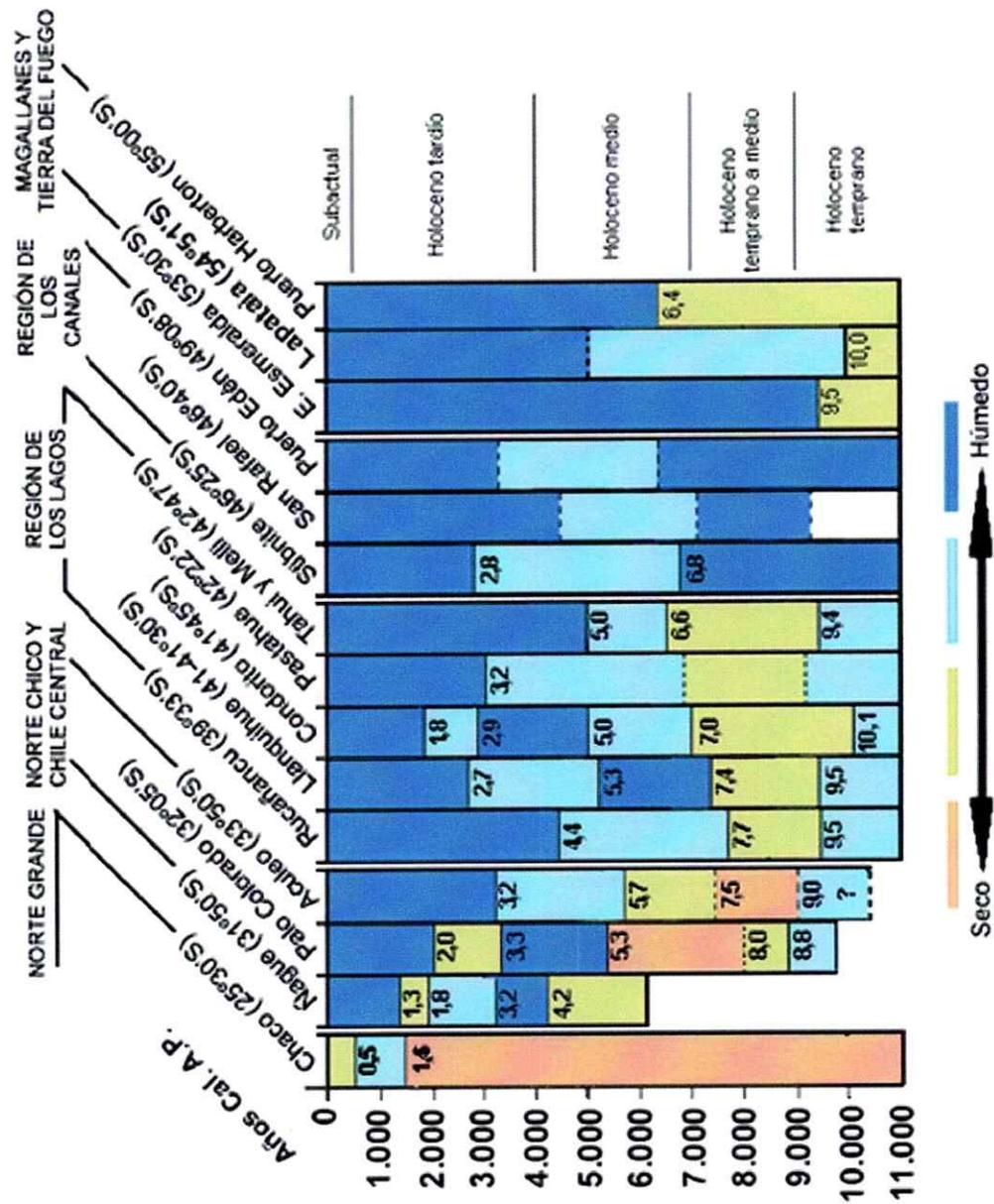


Figura 2: Esquema sintético con los principales registros paleoclimáticos distribuidos, ordenados de norte a sur.

4. ANÁLOGOS CLIMÁTICOS ACTUALES

Como un intento de entender los procesos climáticos que dan cuenta de la variación de las lluvias observada en nuestros registros paleoclimáticos se utilizaron como análogos climáticos actuales la componente zonal del viento. Adicionalmente se comentan los resultados de Sanguinetti (1994) respecto a los años térmicamente extremos.

Como ayuda para entender las variaciones de la componente zonal del viento a lo largo del año en la Figura 3 se muestra un diagrama con promedios (período 1968-1996) de la componente zonal del viento entre 70° S y el ecuador, desde el nivel del mar hasta la atmósfera alta, sobre 12000 msnm, durante dos estaciones climáticas contrastantes, invierno (Junio, Julio y Agosto) y verano (Diciembre, Enero y Febrero). Estos diagramas muestran las mayores velocidades de viento en la atmósfera alta, las que corresponden a la Corriente en Chorro Subtropical. Se observan marcadas diferencias entre invierno y verano, las que se expresan en un robustecimiento y desplazamiento hacia el norte de la Corriente en Chorro Subtropical durante el invierno, junto con un desplazamiento en este mismo sentido de los vientos del Este (en azul), asociado al desplazamiento de la zona de convergencia intertropical (ZCIT). Por otra parte, en niveles medios a inferiores se observa una fuerte concentración de las velocidades de viento al sur de 35° S durante el verano, en contraposición con el invierno en el que se observa una mayor dispersión latitudinal y, en general, a mayor altura para una misma velocidad de viento proveniente del oeste.

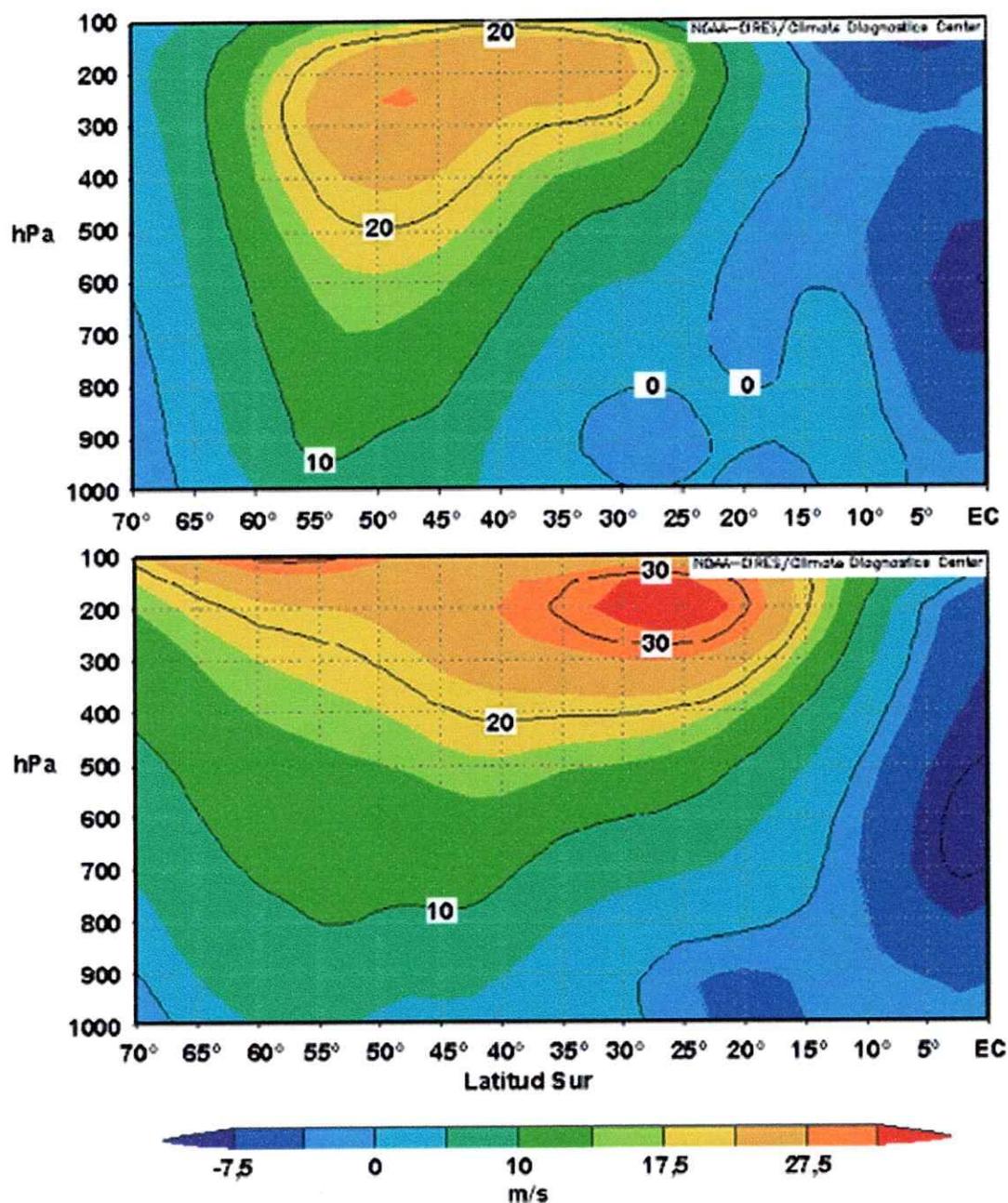


Figura 3: Intensidad promedio de la componente zonal (E-W) del viento a 75° W, entre 70° S y el Ecuador, durante el verano (DEF) y el invierno (JJA), de acuerdo a los reanálisis del NCEP (NOAA/USA), en el periodo 1968-1996.

4.1. Viento zonal para los años extremos (secos-húmedos) del Norte Chico

Se seleccionó el componente zonal del viento en los años extremos en cuanto a precipitaciones, durante el lapso 1968 y 1999 y para la región comprendida entre 20° y 55° S. Para ello, se analizaron los patrones de variación latitudinal de la componente zonal (E-W) de la velocidad del viento durante las cuatro estaciones del año en las alturas geopotenciales de los niveles de presión atmosférica de 200 hPa, 500 hPa y 850 hPa. Estos corresponden aproximadamente a 12.000 m, 5.000 m y 1.500 m sobre el nivel del mar, respectivamente.

La selección de los años extremos se realizó considerando las series pluviométricas de seis estaciones climáticas ubicadas en el Norte Chico, entre los años 1968 y 1999. En la Figura 4 se muestra la distribución anual de las precipitaciones en las estaciones consideradas para el lapso mencionado. La selección de los años extremos se realizó sobre la base de dos criterios: 1) La desviación estándar de los promedios anuales de precipitaciones y 2) el percentil 15%. En la Figura 5 se muestra la distribución de frecuencias precipitaciones por años y se indica donde se sitúa el percentil 15% de los años más húmedos. Se eligió el percentil 15% como criterio para la selección de los años extremos considerando la distribución de frecuencia de precipitaciones que se observan en la estación ubicada más al norte (La Serena, Figura 5). En esta estación, por sobre el percentil 15% mayor se observan claramente los años más lluviosos y, por tanto, los más sensibles como indicadores de anomalías lluviosas positivas. En la Figura 6 se observa que los dos criterios considerados para elegir años lluviosos son bastante coherentes entre sí.

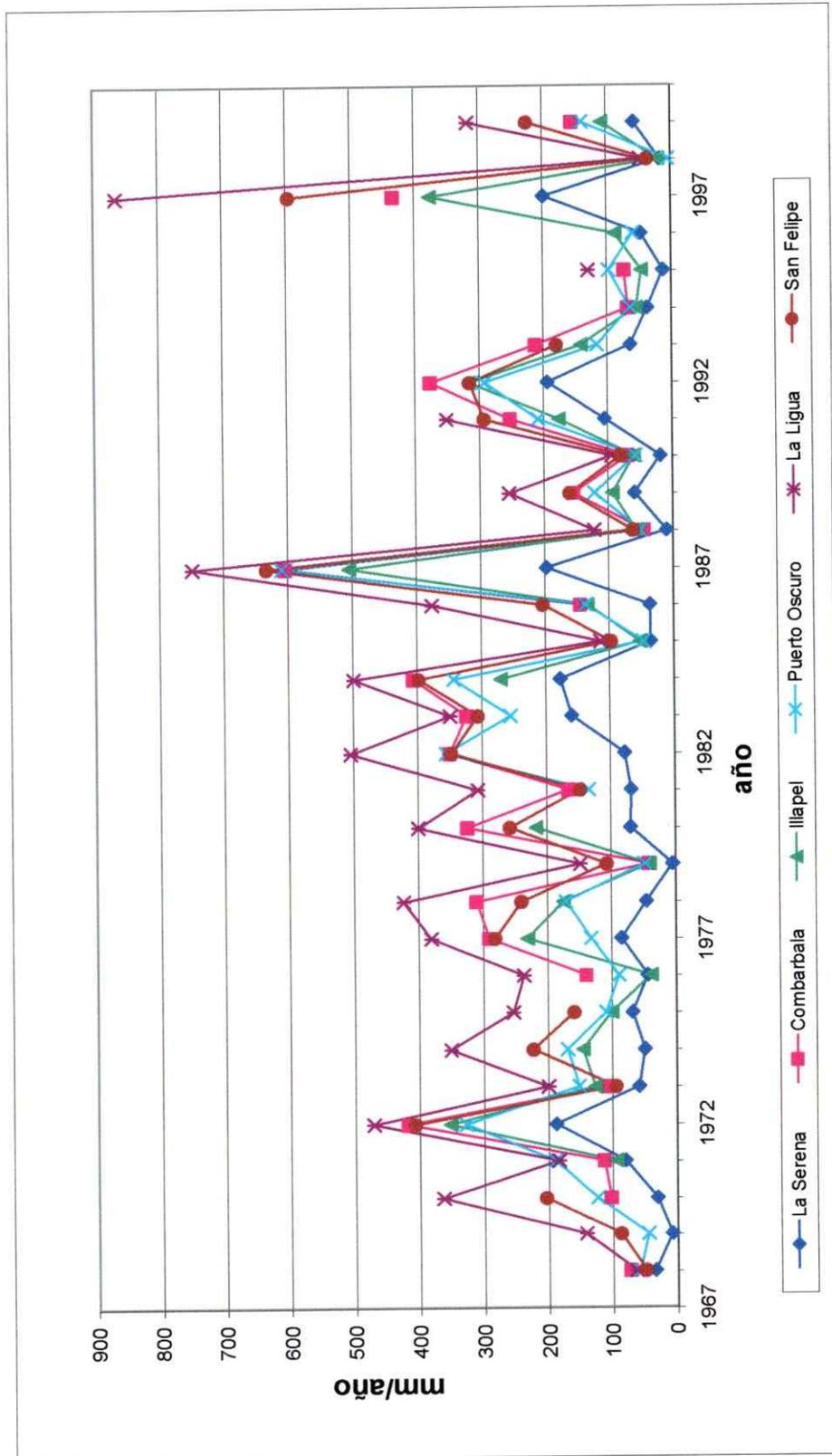


Figura 4: Distribución de las precipitaciones para los años 1968-1999, en las estaciones meteorológicas seleccionadas.

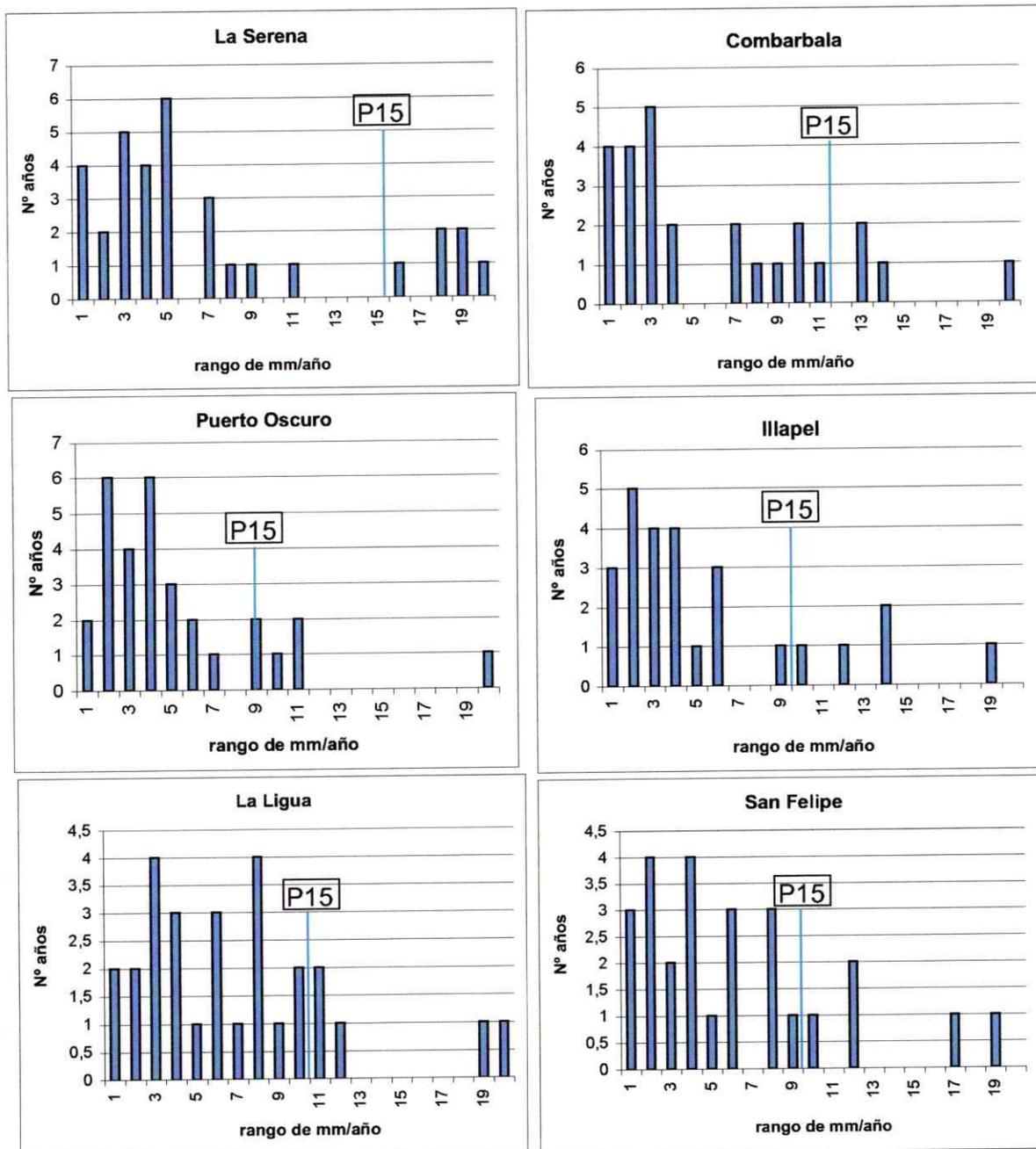


Figura 5: Distribución de frecuencia de precipitaciones para las estaciones meteorológicas utilizadas. Se indica el percentil 15 superior (P 15).

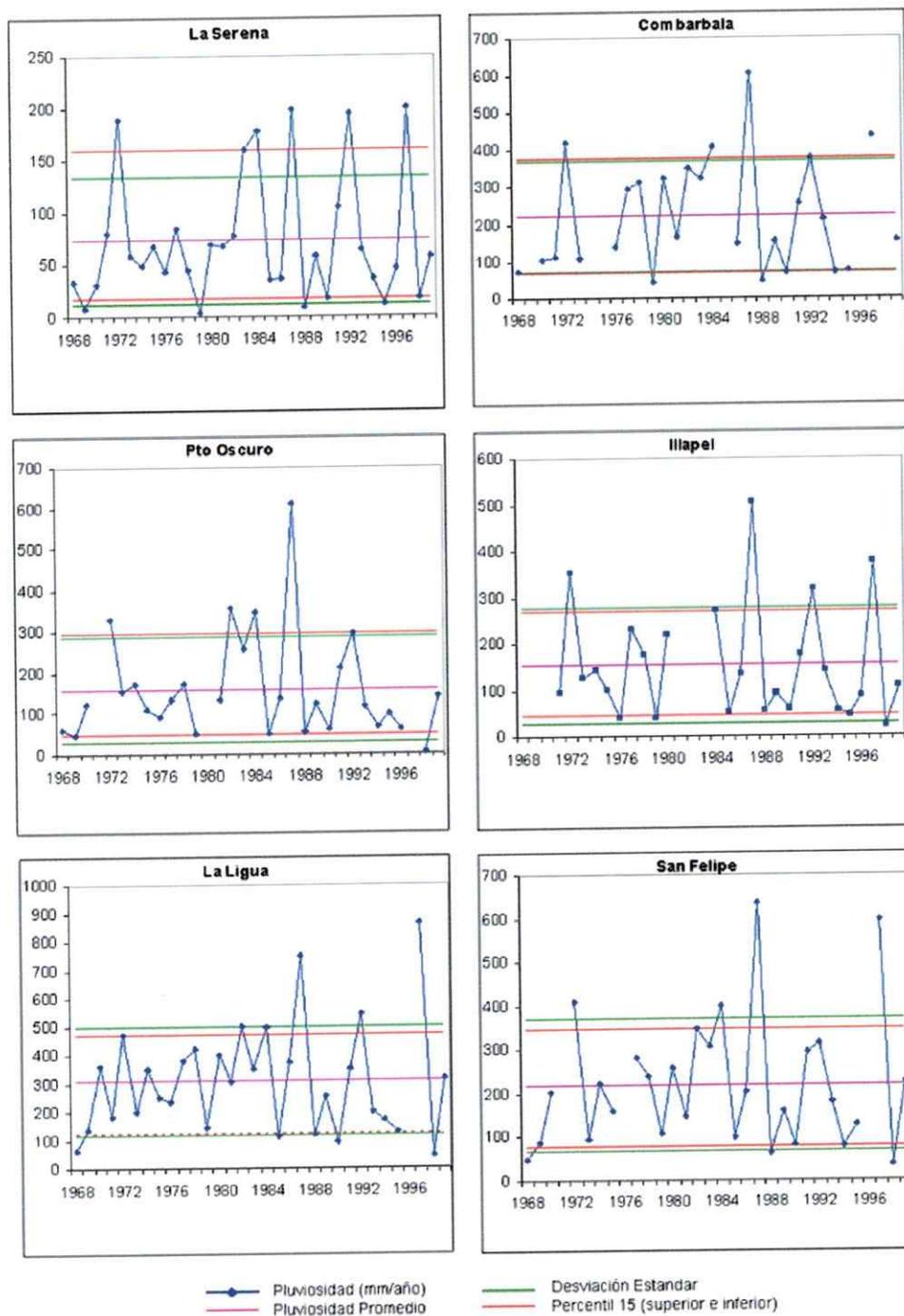


Figura 6: Series temporales de precipitaciones para cada estación meteorológica utilizada y líneas de corte para la selección de años extremos.

Una vez obtenidos los años extremos para cada serie pluviométrica, de acuerdo a los dos criterios mencionados, se seleccionaron los años que se repitieron en al menos cuatro de las seis estaciones consideradas (Figura 6; Tabla 1), y cumpliendo, al menos, con uno de los dos criterios de selección mencionados. Los años seleccionados fueron divididos por estaciones climáticas (*Verano*: Diciembre (año anterior), Enero, Febrero; *Otoño*: Marzo, Abril, Mayo; *Invierno*: Junio, Julio, Agosto; *Primavera*: Septiembre, Octubre, Noviembre). Para cada año seleccionado se utilizaron los datos de velocidad de la componente zonal del viento, obtenidos de los re-análisis del programa NCEP (USA), a lo largo del meridiano 75° W, cada 2,5° de latitud. Como se dijo antes, se consideraron los datos para el rango latitudinal que va de 20° y 55° S y a tres alturas geopotenciales (200, 500 y 850 hPa). Los datos de viento zonal fueron promediados dentro de los años más lluviosos y los años más secos seleccionados.

En la Figura 6 se muestran las series pluviométricas anuales para cada una de las estaciones utilizadas, destacando además los niveles pluviométricos correspondientes con los dos criterios de selección de años extremos usados. En la Tabla 1 se muestran los años extremos seleccionados y la selección final de años analizada.

En la Figura 7 se muestra la variación de la velocidad del viento zonal, a lo largo del gradiente latitudinal analizado en las cuatro estaciones del año, y considerando los tres niveles geopotenciales ya mencionados. En general, se observa un mayor contraste en los patrones de distribución de los vientos zonales en las estaciones de Invierno y Verano, y a los niveles geopotenciales de 200 y 500 hPa.

A continuación se discuten los resultados obtenidos para los tres niveles troposféricos considerados. Sin embargo, quisiéramos primeramente advertir acerca de

Tabla 1: Años extremos seleccionados según cada criterio (D. St: desviación estándar; P 15: percentil 15), para las estaciones meteorológicas consideradas y años extremos seleccionados para el análisis.

Años Secos	La Serena		Combarbala		Pto. Oscuro		Illapel		La Ligua		San Felipe		Años Seleccionados
	D. St	P 15	D. St	P 15	D. St	P 15	D. St	P 15	D. St	P 15	D. St	P 15	
1968									X	X	X	X	
1969	X	X				X							
1976								X					
1979	X	X	X	X		X		X					X
1985									X	X			
1988	X	X	X	X						X	X	X	X
1990			X	X					X	X			
1994			X	X									
1995	X	X				X		X					X
1998		X		X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Años Lluviosos													
1972	X	X	X	X	X	X	X	X		X	X	X	X
1982					X	X			X	X		X	
1983	X	X											
1984	X	X	X	X	X	X	X	X			X	X	X
1987	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
1992	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X			X
1997	X	X	X	X			X	X	X	X	X	X	X

la limitación que tiene el uso de nuestros análogos climáticos actuales en sus extrapolaciones a lo largo del país y durante todo el ciclo anual. Debería tenerse en consideración que los análogos propuestos aquí han sido realizados sobre la base de las anomalías de las precipitaciones del Norte Chico, en gran medida invernales. A pesar de esta limitación hemos utilizado este análogo como una aproximación preliminar y exploratoria para la interpretación de las variaciones holocénicas del cinturón de vientos del oeste.

4.1.1. Nivel 200 hPa

Este nivel troposferico corresponde aproximadamente a la posición de la Corriente en Chorro Subtropical (*Jet stream*). Durante el transcurso primavera-invierno-otoño se observan las mayores velocidades del viento, entre 25° y 27° 30' S, rango correspondiente a la región hiperárida que constituye el moderno límite boreal de influencia de los oeste en Chile. Estos niveles se observan tanto en los años secos como en los húmedos, observándose los valores máximos durante los años húmedos y en la estación de invierno. Desde 27°30' S al sur, se observa una tendencia de descenso de la velocidad del viento, en relación inversa con el incremento en latitud, para ambos años extremos, siendo esta tendencia más abrupta y sostenida, hasta los 55° S, en el caso de los años húmedos, especialmente durante las estaciones de invierno y primavera. En el caso de los años secos, la tendencia de descenso de la velocidad del viento con el incremento de la latitud es más suave, invirtiéndose ligeramente en los meses de primavera-otoño en torno a los 40° S.

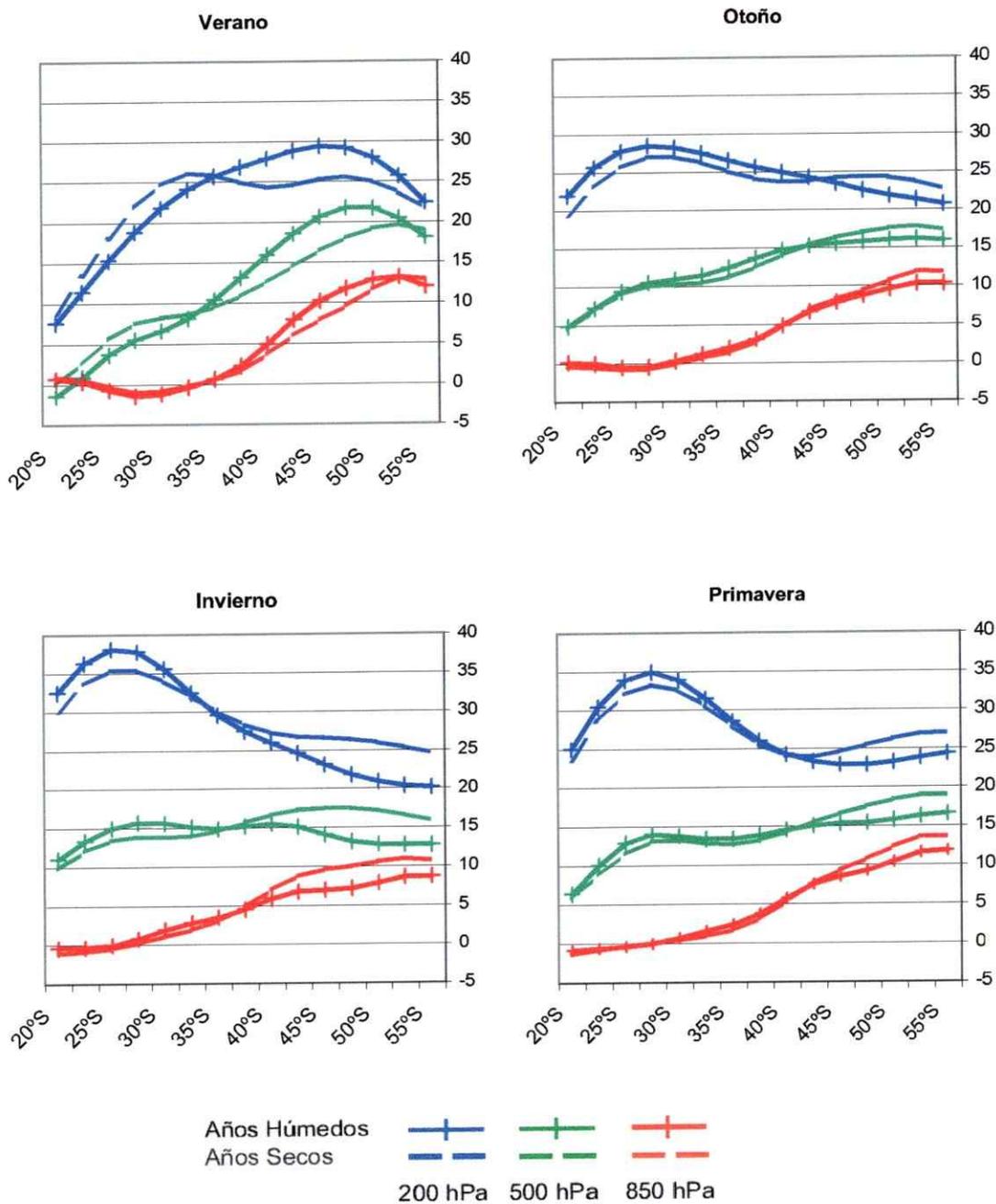


Figura 7: Velocidades de la componente zonal del viento (dirección oeste-este) de los años extremos seleccionados, a tres alturas geopotenciales (850; 500; 200 hPa), para el rango latitudinal 20-55° S, a lo largo del meridiano 75° W.

En síntesis, las relativamente más altas velocidades del viento en latitudes áridas, y su más abrupto descenso hacia las regiones templadas, durante los años lluviosos, en comparación con velocidades relativamente menores y que descienden más suavemente con la latitud en años secos, determina un mayor contraste regional durante los años húmedos, principalmente en el invierno.

Durante el verano inmediatamente anterior al invierno anormalmente lluvioso o seco en el Norte Chico, las velocidades de viento zonal se debilitan y concentran más al sur que durante el invierno, como se observa en las Figuras 3 y 7. Para los años húmedos los valores máximos se centran entre $47^{\circ}30'$ y 45° S y, a partir de esta latitud, se observa una abrupta tendencia de descenso tanto hacia el norte como hacia el sur. En contraste, durante los años secos los valores máximos son relativamente menores y se distribuyen más homogéneamente, abarcando un amplio rango latitudinal (30° - 50° S) de las zonas mediterránea y templada. En síntesis, considerando los valores y la variación latitudinal de la velocidad del viento en años extremos, nuevamente se observa un mayor contraste regional durante los años húmedos, pero ahora de signo inverso al de las restantes estaciones del año.

4.1.2. Nivel 500 hPa.

A 500 hPa, altura correspondiente aproximadamente a 5000 msnm, el mayor contraste en los patrones del viento zonal entre años extremos se observa durante la estación de invierno y, algo más atenuado, en primavera. En efecto, durante los años lluviosos los valores máximos de velocidades del viento se observan en el rango latitudinal comprendido entre $42^{\circ}30'$ S y $27^{\circ}30'$ S, abarcando así el borde norte de la

zona templado lluviosa, la zona mediterránea y las zonas semiárida y árida. Hacia el norte y hacia el sur de este rango los valores descienden. En contraste, durante los años secos invernales los máximos valores se observan en la zona templado lluviosa, entre $42^{\circ}30'$ S y 55° S, descendiendo hacia el norte de este rango latitudinal. Una tendencia similar a la observada durante los años secos invernales, aunque muy atenuada, se observa para ambos años extremos durante las estaciones de otoño y primavera.

Durante el verano el patrón de variación de la velocidad del viento en años extremos está caracterizado por un fuerte contraste regional entre territorios extremos latitudinalmente. Durante los años húmedos se observan muy altas velocidades del viento en el rango latitudinal entre $42^{\circ}45'$ S y $53^{\circ}45'$ S, las máximas observadas durante el ciclo anual, y un sostenido y fuerte descenso tanto hacia el extremo austral como hacia el norte de este rango. Una situación interesante en la componente zonal del viento la exhiben los años secos estivales, con velocidades máximas centradas en el extremo sur y un descenso relativamente abrupto a partir de los 50° S hacia el norte.

4.1.3. Nivel 850 hPa.

A 850 hPa, correspondiente a un nivel cercano a 1500 m sobre el nivel del mar, la componente zonal del viento es de menor importancia respecto a la componente meridional del viento al norte de 40° S, considerando que los vientos están fuertemente canalizados por la cordillera de los Andes y la presencia del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur. Esto se refleja en una sostenida tendencia de incremento de las velocidades de viento zonal con la latitud, para ambos años extremos y durante todo el ciclo anual. Durante las estaciones de invierno, primavera y otoño las diferencias entre los valores de

los años secos *versus* húmedos son mínimas; en general, en latitudes al sur de 37°30' S, los valores tienden a ser más bajos durante los años húmedos que durante los secos.

Durante el verano se observa la misma tendencia de variación latitudinal del viento que en las restantes estaciones, aunque los altos valores observados en las latitudes australes para ambos años extremos (los máximos del ciclo anual observado), al sur de 50° S, y su fuerte descenso hacia el norte determina un contraste regional más marcado que en las otras estaciones del año, principalmente durante los años húmedos.

En síntesis, para ambos grupos de años extremos el mayor contraste regional se observa durante el verano cuando se registran los valores mínimos al norte de 35° S y los valores máximos al sur de 47°30' S, patrón que sugiere un aumento de la influencia anticiclónica en un amplio rango latitudinal.

4.2. Anomalías térmicas y pluviometría regional

Como otro intento de uso de la variabilidad climática disponible en el registro instrumental para explicar las variaciones regionales en la pluviometría del Holoceno, se discuten los resultados aportados por Sanguinetti (1994), quien analizó la relación entre los años térmicamente extremos del extremo sur de Chile y la variación regional de la pluviometría del territorio bajo la influencia del CVO. El análisis de esta autora considera la distribución de las precipitaciones a lo largo del territorio durante el período 1900 - 1988, en relación a una selección de años anormalmente fríos y cálidos, del extremo sur del territorio.

Considerando los años térmicamente extremos del sur del continente, para varias series temporales entre 1900 – 1988 (tanto temperaturas extremas anuales superficiales como temperaturas a 700 hPa), para la región situada entre 29° y 54° S, se desprende una clara relación entre un cálido extremo sur del territorio y precipitaciones bajas a lo largo de toda la región influenciada por el CVO, comprometiendo las estaciones de otoño, verano, e invierno. Por otro lado, los años extremos fríos en el sur del territorio se asocian a una mayor pluviosidad, especialmente de otoño a invierno, en toda el área estudiada, aunque esta tendencia no es tan marcada como la observada durante los años cálidos (Figura 8).

Considerando el valor indicador de las temperaturas medias anuales del extremo sur del territorio en la distribución regional de las lluvias, Sanguinetti (1994) también encuentra una relación inversa entre este mismo indicador y la temperatura superficial del Pacífico ecuatorial, en varias series temporales del siglo pasado. Esta evidencia lleva a la autora a vincular, parcialmente, la mayor pluviosidad durante los años fríos a la fase negativa de la OS (El Niño). En la Figura 9 se observa la relación entre las anomalías de la temperatura superficial del mar en el Pacífico ecuatorial y las temperaturas de superficie en Punta Arenas, para la serie 1922-1927.

La autora también menciona el mecanismo propuesto por Rutllant y Fuenzalida (1991) para explicar la asociación entre temperaturas frías en el extremo sur y mayor pluviosidad en Chile central-sur. Se trataría de la presencia de un anticiclón de bloqueo en el mar Bellingshausen (durante ENOS) el cual, por un lado, desvía las trayectorias

ciclónicas hacia Chile central y, por otro lado, favorece la advección de aire polar hacia el extremo sur, posibilitando así las condiciones frías en esta región geográfica.

Además de la relación entre las temperaturas extremas del sur del continente y las anomalías de temperaturas del Pacífico ecuatorial (relación con OS), esta autora también evidencia una interesante vinculación entre años cálidos, con condiciones secas en Chile central-sur (30-40° S), y un ASPS desplazado más hacia el sur de su posición habitual. En cambio, durante los años fríos en el extremo sur, el ASPS se encontraría retraído algo más al norte de su posición normal de manera que la zona central-sur quedaría bajo el dominio de bajas presiones y, por ende, precipitaciones abundantes. En la Figura 10 se observa la relación positiva entre la latitud media del ASPS y la temperatura media anual en Punta Arenas y precipitaciones en Valdivia.

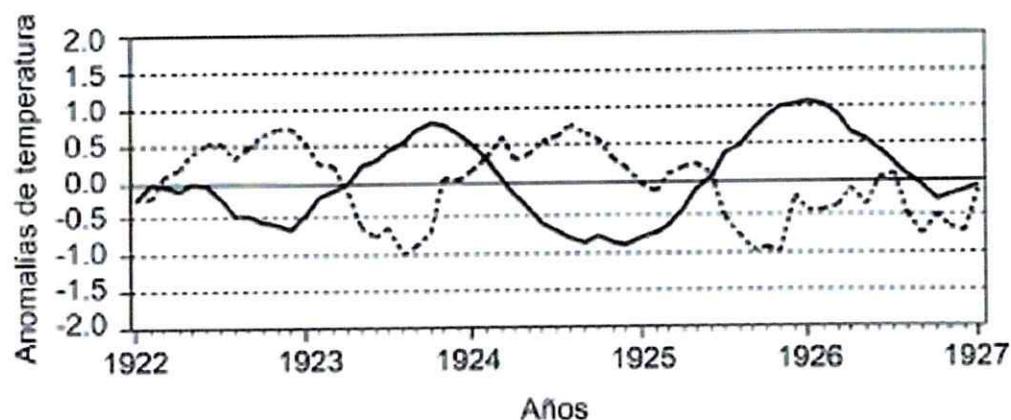


Figura 9: Anomalías de temperatura superficial del mar en el Pacífico Ecuatorial (línea continua) y su relación con las anomalías de temperaturas en Punta Arenas (línea discontinua; Sacado de Sanguinetti 1994).

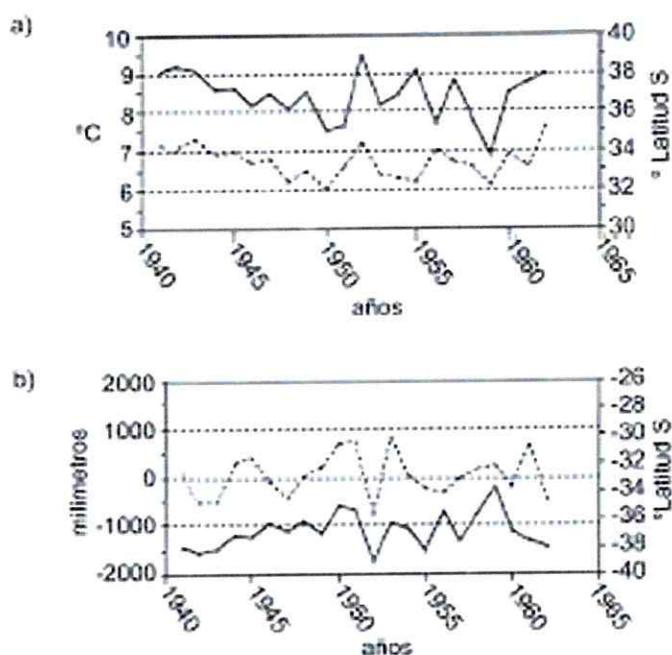


Figura 10: Posición media anual del Anticiclón Subtropical (línea continua) y su relación con la temperatura media anual en Punta Arenas (línea discontinua, gráfico a) y precipitación en Valdivia (línea discontinua, gráfico b; sacado de Sanguinetti 1994).

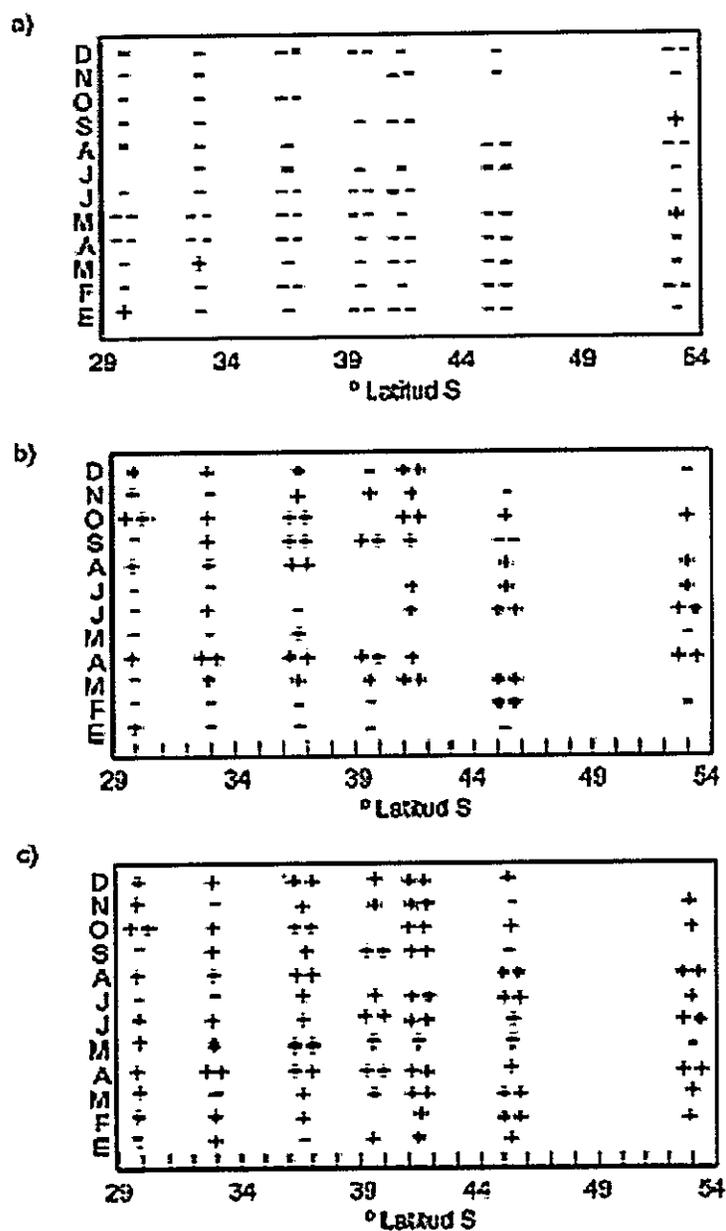


Figura 8: Variación de la precipitación media mensual durante el año, para el rango latitudinal 29-54° S. a) años cálidos; b) años fríos; c) diferencias. Extremos térmicos seleccionados a partir de las temperaturas medias anuales superficiales del extremo sur de Chile (sacado de Sanguinetti 1994).

5. MODELO CLIMÁTICO PARA EL HOLOCENO

Después del término del período glacial, todos los registros paleoclimáticos discutidos, a lo largo del ámbito de influencia del cinturón de vientos del oeste (CVO), muestran una tendencia hacia la aridez desde el Holoceno temprano a medio. En contraste, los registros son consistentes con una tendencia de humedad creciente durante la segunda mitad del Holoceno. Obviamente, se observa algún grado de diferencia entre regiones, en lo referente a la dirección y cronología de algunas fluctuaciones que ya han sido comentadas. En la Figura 11 se intenta relacionar los principales escenarios climáticos registrados en el área con los análogos actuales analizados y discutidos, con el propósito de entender los posibles mecanismos involucrados en la variabilidad observada.

5.1. Holoceno temprano

Desde el inicio del Holoceno a los 11.500 años AP. (Figura 11), hasta aproximadamente 9.000 años AP., imperaron condiciones relativamente húmedas en un amplio rango latitudinal de Chile, como se desprende del predominio de taxa higrofilos en los registros palinológicos que abarcan la región semi-árida del Norte Chico, Chile Central y las Regiones de los Lagos y de los Canales del sur de Chile. El escenario vegetal de este tiempo está marcado por la expansión de indicadores de bosques pantanosos en Chile central-norte, indicadores de bosques Valdiviano-Nordpatagónico (como *Weinmannia trichosperma*, *Aextoxicon punctatum* y Mirtáceas) en la Región de los Lagos, y de especies arbóreas nordpatagónicas y Tundras Magallánicas en la Región de los Canales. En contraste, los registros procedentes de los territorios extremos de

Magallanes y Tierra del Fuego, por el sur, y Quebrada del Chaco, por el norte, documentan condiciones áridas durante este tiempo, evidenciadas por el predominio de herbáceas en los registros.

El algo más temprano inicio de la fase árida en los registros de la región de los Lagos respecto a la zona centra y Norte Chico podría deberse a una mayor influencia anticiclónica durante el verano en esta región, con un mecanismo similar al descrito por Montecinos y Aceituno (2003) para los años El Niño.

Sobre la base del patrón general observado para este período, entre las situaciones climáticas modernas analizadas, el análogo que más se ajusta a un escenario húmedo en gran parte de la región actualmente bajo la influencia del CVO, pero con sus extremos austral y boreal áridos, corresponde a la situación de inviernos en los años extremos húmedos. En efecto, en la Figura 6, en el niveles troposféricos de 200 y 500 hPa, se observa que, durante los inviernos de los años extremos húmedos se produce un robustecimiento de la corriente en chorro (200 hPa) y un interesante contraste regional en las velocidades de los vientos zonales, con máximos en las regiones semi-árida del Norte Chico, mediterránea de Chile Central y de los Lagos en Chile sur, descendiendo hacia los extremos austral y boreal del territorio, al sur de $42^{\circ}30'$ S y al norte de 25° S, respectivamente (500 hPa).

Como se ve en el nivel troposférico de 500 hPa, el cual es un buen indicador de perturbaciones atmosféricas (ver Montecinos & Aceituno 2003), se puede inferir que durante el Holoceno temprano la zona de influencia del CVO habría estado desplazada algo más al norte de su posición moderna.

5.2 Holoceno temprano a medio

Durante el Holoceno temprano a medio, entre aproximadamente 9.000 y 7.000 años AP., los registros de la Región de los Lagos, Chile Central y Norte Chico y Grande evidencian una relativa mayor aridez. En el Norte Chico y Chile Central esta fase árida debió ser muy severa, a juzgar por los datos de los registros polínicos que evidencian total desaparición de los elementos arbóreos y predominancia de taxa herbáceos desérticos (e.g. Chenopodiáceas) o ausencia total de granos. En la región de los Lagos, al parecer, las condiciones fueron óptimas para la expansión de los elementos más calidófilos de bosque Valdiviano, como *Nothofagus* tipo *obliqua* y *Eucryphia cordifolia*.

En contraste, los registros de la Región de los Canales no evidencian ninguna fase árida durante este lapso. Por el contrario, en el extremo austral los registros evidencian el término de la fase árida del Holoceno temprano, dando paso a condiciones de humedad moderada, en concomitancia con la culminación de los dos primeros avances de glaciares holocénicos del extremo sur del continente, fechados para los lapsos 9.500 y 9.000-8.350 años AP. Entre los 6.600 y 6.300 años AP se registra la culminación de un nuevo avance glacial. Los registros polínicos proponen para esta fecha el paso de condiciones secas a húmedas, a juzgar por el paulatino incremento del polen arbóreo de *Nothofagus* y el retroceso de los elementos de estepa.

Una situación climática actual concordante con el escenario paleoambiental observado corresponde al análogo de los inviernos de años extremos secos, como se observa en el nivel troposférico de 500 hPa, presentado en la Figura 7. Durante esta situación se observa un interesante contraste regional en las velocidades de los vientos zonales, con máximos centrados en la zona templada-lluviosa austral, entre 38° y 55° S,

y un descenso a lo largo de las regiones mediterránea y árida. Concordante un una corriente en chorro relativamente debilitada (nivel 200 hPa).

Es posible que para este momento la influencia del CVO se encontrara relativamente concentrada en el extremo sur del continente (Figura 11), no permitiendo la llegada de abundantes precipitaciones a la zona del Norte Chico y Chile Central, e incluso restringiendo la precipitación invernal en la Región de los Lagos. Situación que, en otras palabras, se podría expresar como un desplazamiento hacia el sur del CVO. Adicionalmente, se asociaría a una intensificación del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur en la región subtropical de Chile, impidiendo la llegada a ella de los frentes asociados al CVO. Esto se puede observar en el análogo al nivel troposférico bajo (850 hPa; Figura 7), donde se expresa este sistema, el cual muestra durante los inviernos de los años extremos secos velocidades más contrastantes entre la región austral y la subtropical, en comparación con todas las estaciones del año durante los años lluviosos.

5.3. Holoceno medio

Durante el Holoceno medio, después de la severa fase de máxima aridez en la región subtropical de Chile, las condiciones de humedad aumentan progresivamente en una amplia región geográfica, abarcando la totalidad de la región bajo la influencia del CVO (Figura 11). Así, en torno a los 4.500 años varios sitios de la costa semiárida del Norte Chico exhiben pulsos o máximos de humedad, evidenciados por el incremento de los indicadores de bosques pantanosos o vegetación de vegas. En la región de los Lagos y Chiloé, la mezcla del elemento nordpatagónico y valdiviano que caracteriza a los registros del lapso, evidencia una condición transicional hacia mayores niveles de

humedad. En Magallanes, los registros evidencian condiciones de humedad en ascenso, a juzgar por el incremento de *Nothofagus* y la expansión del bosque hacia la estepa patagónica, como asimismo el incremento en frecuencia de los avances glaciares. Una excepción corresponde a la Región de los Canales, en donde los registros polínicos evidencian un leve descenso de la humedad, a juzgar por la disminución de los taxa de tundras en Puerto Edén y el predominio del ciprés de las Guaitecas, un árbol intolerante a la sombra, en Stibnite.

Posiblemente la circulación de los vientos del oeste comienza a ocupar su actual ámbito de distribución durante este período. Entre las situaciones climáticas modernas analizadas, análogos interesantes corresponden a la componente zonal del viento, tanto durante la estación estival en los años secos, como durante los inviernos de los años húmedos. A 500 hPa (Figura 7 y 11) se observa, por un lado, las velocidades máximas se centran en el extremo sur durante los veranos de los años extremos secos, y sus descensos relativamente abruptos a partir de los 50° S hacia el norte, explicarían la mayor humedad en el extremo austral y la posible influencia mediterránea (tendencia hacia la sequía de verano) observada en los registros de la Región de los Canales (Figura 11). Por otra parte, las mayores velocidades del viento durante los inviernos de los años extremos húmedos en una amplia región de Chile, abarcando la región subtropical y borde norte de la región de los Lagos, explicaría la humedad en ascenso que muestran los registros de estas regiones. En otras palabras, habría aumentado el contraste estacional en el ámbito de influencia del CVO.

En concordancia con esta hipótesis, también parece haber incrementado el desplazamiento latitudinal del Anticiclón, como se observa en los análogos analizados a

850 hPa (Figura 7). A este nivel troposférico la influencia anticiclónica se observa en un contraste regional tanto para ambos años extremos considerados como durante todas las estaciones del año. Este contraste es especialmente relevante durante el verano (Figura 7), cuando los valores mínimos de la componente zonal de los vientos se centran al norte de 35° S y los valores máximos al sur de 47° 30' S. Este patrón sugiere una intensificación del desplazamiento anual del Anticiclón, abarcando un mayor rango latitudinal hacia el sur y hacia el norte, durante los veranos e inviernos, respectivamente.

5.4. Holoceno tardío

Durante el Holoceno tardío (Figura 10) los registros del Norte Chico, Chile central y Región de los Lagos mantienen la tendencia hacia el incremento de los niveles de humedad del período anterior. Asimismo aumenta la humedad en Región de los Canales, hecho evidenciado por la reaparición de las Tundras Magallánicas en Puerto Edén y aumento de las Podocarpáceas en Stibnite.

Una característica destacada del período es el incremento de variabilidad climática en la región subtropical, tendencia que se manifiesta en una serie de cortas fases áridas y húmedas. En contraste, en el extremo sur, la tendencia general hacia el incremento de humedad se manifiesta como sostenida y sin reversiones, a juzgar por el aumento en frecuencia de avances glaciares y expansión del bosque magallánico.

Durante los últimos 1.400 años AP. (Figura 11) un aumento de humedad es registrado en los extremos austral y boreal de la zona de influencia del CVO. Así, el registro de Quebrada del Chaco muestra una mayor diversidad florística junto a indicadores de vegetación zonal, entre 1.400 y 500 años AP. De igual manera en el

extremo austral el sitio Onamonte registra el paso de estepa a bosque cerrado de *Nothofagus* y el sitio de Bahía Moat muestra la aparición de *Donatia fascicularis*, taxa indicador de tundras magallánicas. Paralelamente, la glaciología detecta la culminación de un nuevo avance de glaciares, hacia los 1400 - 930 años AP.

Posiblemente, durante este período los vientos del oeste se ubican en su posición actual abarcando su actual rango latitudinal de influencia.

6. CONCLUSIONES

De acuerdo a nuestra hipótesis de trabajo, las regiones semiárida y árida del norte de Chile serían las más adecuadas para el registro de evidencias pasadas de los cambios del CVO en Chile, en consideración a su mayor sensibilidad por constituir el extremo norte de la influencia de este cinturón climático. Así, después del establecimiento de las secuencias vegetacional – climáticas basadas en el análisis polínico, se buscaron como análogos actuales las situaciones extremas (secas o húmedas) en series temporales de las estaciones meteorológicas de este territorio.

A manera de conclusión, se puede establecer que los distintos escenarios paleoclimáticos inferidos a partir del registro fósil, y su interpretación con ayuda de análogos climáticos actuales, es consistente con nuestra hipótesis de trabajo. Así, tanto durante el Holoceno temprano, como durante el lapso Holoceno temprano a medio, las zonas extremas de influencia del CVO se manifiestan con signos contrarios. Para el Holoceno tardío, la revisión crítica de los antecedentes nos revela una estructura del sistema CVO distinta de la actual, de manera que en gran medida, las variaciones climáticas observadas a lo largo del espacio analizado podrían estar respondiendo a otros factores climáticos, como por ejemplo el sistema ENOS.

Nuestros escenarios climáticos y modelo para el Holoceno temprano a medio son también coherentes con las hipótesis climáticas de cambios pasados del CVO,

formuladas en la literatura. Este es el caso de la hipótesis de Lamy et al (2001), quien postuló un desplazamiento hacia el sur del CVO para explicar la fase árida del Holoceno medio (entre 7.700 y 4.000 años AP.), inferida sobre la base del cambio sedimentológico en testigos de fondos oceánicos.

También nuestros resultados son consistentes con la hipótesis de Abraham y colaboradores (2000), quienes postulan un ensanchamiento de la Diagonal Árida entre 6.800 y 7.800 años AP., sobre la base del estudio de sedimentos y paleosuelos a ambos lados de la franja árida del Cono sur. Los cambios de los sistemas climáticos de su modelo, con influencia de los CVO desplazado hacia el sur y un Anticiclón robustecido durante el período, también es concordante con nuestro modelo basado en los análogos actuales.

La reconstrucción de las precipitaciones holocénicas, llevada a cabo por Heusser y Streeter (1980), sobre la base de funciones de transferencia entre los espectros polínicos de los registros de la Región de los Lagos y análogos climáticos actuales (Figura 12), es también concordante con los escenarios discutidos en este estudio: 1) Condiciones más húmedas que las actuales durante el inicio del Holoceno en la región de los Lagos, entre 11.500 y 10.600 años AP., asociadas a temperaturas inferiores a las modernas 2) Condiciones más secas que las actuales en el lapso Holoceno temprano a medio, entre 10.600 y 6.300 años AP., asociadas a temperaturas algo mayores que las actuales 3) Condiciones siempre más húmedas que las actuales, pero fluctuantes, durante el Holoceno medio a tardío, entre 6.300 años y la actualidad, asociadas a temperaturas fluctuantes en torno a los valores modernos.

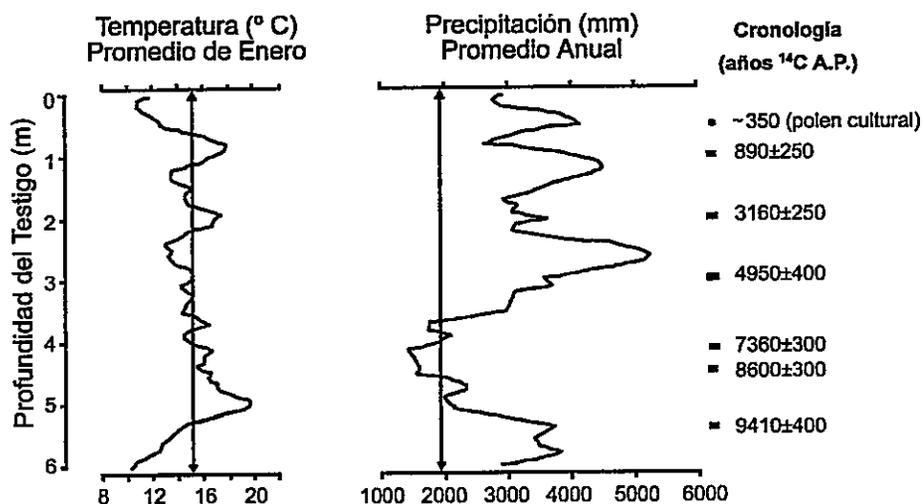


Figura 12: Curva de paleotemperaturas promedio de Enero y paleoprecipitaciones anuales durante el Holoceno en la región de los Lagos, basadas en el perfil polínico Alerce. Se indican con flechas los niveles actuales de temperatura media del mes de enero y precipitación media anual. A la derecha de los gráficos se indican los fechados radiocarbónicos del perfil alerce (rectángulos negro) y de otros registros adyacentes (rectángulos grises; sacado de Heusser & Stretter 1980)

Paleotemperaturas más frías que las modernas, asociadas a mayor humedad, durante el Holoceno temprano parecen consistentes con nuestro escenario de desplazamiento al norte del CVO para el lapso. Este escenario también es consistente con una retracción en el mismo sentido del ASPS, de manera que la zona central-sur quedaría bajo el dominio de bajas presiones y, por ende, precipitaciones abundantes. Esta última hipótesis es consistente con el análogo de Sanguinetti (1994) que muestra en la región de los Lagos (Valdivia) anomalías positivas de las precipitaciones en concordancia con posiciones más boreales del ASPS. En contraste, posiciones latitudinales más australes del ASPS podrían corresponder al escenario del Holoceno temprano a medio, con condiciones más secas y cálidas.

Durante el Holoceno tardío la situación parece ser algo más compleja que simples desplazamientos norte-sur del cinturón de vientos del oeste y Anticiclón subtropical. Como se observa en las curvas de paleotemperaturas y paleoprecipitaciones para la región de los Lagos del período (Heusser y Streeter 1980), los valores de ambos parámetros fluctúan fuertemente y de manera inversa, con fases relativamente más secas asociadas a temperaturas altas y fases más húmedas asociadas a temperaturas más bajas. La influencia de eventos ENOS, intensificada durante este lapso de acuerdo a varios autores (Jenny et al 2002a, 2002b; Villa-Martínez et al 2003; Marchant et al 1999) no puede ser descartada. Es muy probable que estos eventos incidan en la variabilidad climática del Holoceno tardío, a juzgar por la relación inversa establecida por Sanguinetti (1994) entre las anomalías de temperatura superficial del mar en el Pacífico ecuatorial y las temperaturas de superficie en Punta Arenas.

7. BIBLIOGRAFÍA

- ABARZUA AM (2004) Historia deglacial y postglacial de los bosques templado-lluviosos en la Isla Grande de Chiloé, Chile. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias mención Biología y Ecología Evolutiva, Facultad de Ciencias, Universidad de Chile.
- ABRAHAM DE VAZQUEZ EM, K GARLEFF, H LIEBRICHT, AC REGAIRAZ, F SCHÁBITZ, FA SQUEO, H STINGL, H VEIT & C VILLAGRAN (2000) Geomorphology and paleoecology of the arid diagonal in southern South America. *Sonderheft ZAG*, 1: 55-61.
- ANIYA M (1995) Holocene Glacial Chronology in Patagonia: Tyndall and Upsala Glaciers. *Artic and Alpine Research* 27:311-322.
- ANIYA M & H SATO (1995) Holocene glacial chronology of Upsala Glacier at Peninsula Herminita, Southern Patagonia Icefield. *Bulletin of Glacier Research* 13:83-96.
- ANIYA M (1996) Holocene variations of Ameghino Glacier, southern Patagonia. *The Holocene* 6:247-252.
- ASHWORTH AC, V MARKGRAF & C VILLAGRAN (1991) Late Quaternary climatic history of the Chilean Channels based on fossil pollen and beetle analyses, with an

- analysis of the modern vegetation and pollen rain. *Journal of Quaternary Science*. 6 (4). 279-291.
- CAVIEDES C (1972) Geomorfología de Cuaternario del valle de Aconcagua, Chile Central., Freiburger, 1-153 pp.
- CLIMAP Project Members (1981) Seasonal reconstructions of the earth's surface at the Last Glacial Maximum. Geological Society of America. Map MC-36
- DENTON GH, TV LOWELL, PI MORENO, BG ANDERSEN & C SCHLÜCHTER (1999) Geomorphology, stratigraphy, and radiocarbon chronology of Llanquihue drift in the area of the southern Lake District, Seno Reloncaví, and Isla Grande de Chiloé, Chile. *Geografiska Annaler*, 81(A): 167-229.
- EARLE LR, BG WARNER & R ARAVENA (2003) Rapid development of an unusual peat-accumulating ecosystem in the Chilean Altiplano. *Quaternary Research* 59:2-11.
- GARREAUD R & P ACEITUNO (2002) Atmospheric circulation over South America: Mean features and variability. En VEULEN T A ORME & K YOUNG (eds) *The Physical Geography of South America*: Oxford University Press.
- GROSJEAN M, BL VALERO-GARCÉS, MA GEYH, B MESSERLI, U SCHOTTERER, H SCHREIER & K KELTS (1997) Mid-and late-Holocene limnogeology of Laguna del Negro Francisco, northern Chile, and its palaeoclimatic implications. *The Holocene* 7:151-159.
- HERVÉ F, A ENCINAS, R VILLA-MARTÍNEZ, N SVEN, K FINGER & D PETERSON (2003) Registro sedimentológico de la transgresión marina del Holoceno Medio en el área de Algarrobo (33°22'S), Chile Central. *Implicaciones*

tectónicas y paleoecológicas. In: 10° Congreso Geológico Chileno. Universidad de Concepción, Concepción, Chile

HEUSSER CJ (1960) Late-Pleistocene environments of the Laguna de San Rafael area, Chile. *The Geographical Review*. 50. 555-577.

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

HEUSSER CJ & SS STREETER (1980) A temperature and precipitation record of the past 16,000 years in southern Chile. *Science* 210:1345-1347.

HEUSSER CJ (1983) Quaternary pollen record from Laguna de Tagua Tagua, Chile. *Science*, 219: 1429-1431.

HEUSSER CJ (1984a) Late-glacial-Holocene climate of the Lake District of Chile. *Quaternary Research* 22:77-90.

HEUSSER CJ (1984b) Late Quaternary climates of Chile. A.A. Balkema, Rotterdam

HEUSSER CJ (1990) Late-glacial and Holocene vegetation and climate of Subantarctic South America. *Review of Palaeobotany and Palynology* 65:9-15.

HEUSSER CJ (1993a) Late Quaternary forest; steppe contact zone, Isla Grande de Tierra del Fuego, subantarctic South America. *Quaternary Science Reviews* 12:169-177.

HEUSSER CJ (1993b) Late-glacial of southern South America. *Quaternary Science Reviews* 12:345-350.

HEUSSER CJ (1994) Quaternary Paleocology of Fuego-Patagonia. *Rev. IG. Sao Paulo* 15:7-26.

- HEUSSER CJ (1995a) Palaeoecology of a *Donatia-Astelia* cushion bog, Magellanic Moorland-Subantarctic Evergreen Forest transition, southern Tierra del Fuego, Argentina. *Review of Palaeobotany and Palynology* 89:429-440.
- HEUSSER CJ (1995b) Three Late Quaternary pollen diagrams from Southern Patagonia and their palaeoecological implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 118:1-24.
- HEUSSER CJ (1998) Deglacial paleoclimate of the American sector of the Southern Ocean: Late Glacial-Holocene records from the latitude of Canal Beagle (55°S), Argentine Tierra del Fuego. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 141:277-301.
- JENNY B, BL VALERO-GARCÉS, R URRUTIA, K KELTS, H VEIT, PG APPLEBY & M GEYH (2002a) Moisture changes and fluctuations of the Westerlies in Mediterranean Central Chile during the last 2000 years: The Laguna Aculeo record (33°50'S). *Quaternary International* 87:3-18.
- JENNY B, BL VALERO-GARCÉS, R VILLA-MARTÍNEZ, R URRUTIA, MA GEYH & H VEIT (2002b) Early to Mid-Holocene Aridity in Central Chile and the Southern Westerlies: The Laguna Aculeo Record (34°S). *Quaternary Research* 58: 160-171
- KIM J-H, RR SCHNEIDER, D HEBBELN, PJ MÜLLER & G WEFER (2002) Last deglacial sea-surface temperature evolution in the Southeast Pacific compared to climate changes on the South American continent. *Quaternary Science Reviews* 21:2085-2097.

- LAMY F, D HEBBELN & G WEFER (1999) High-resolution marine record of climatic change in mid-latitude Chile during the last 28,000 years based on terrigenous sediment parameters. *Quaternary Research* 51:83-93.
- LAMY F, D HEBBELN, U RÖHL & G WEFER (2001) Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth and Planetary Science Letters* 185:369-382.
- LUMLEY SH & R SWITSUR (1993) Late Quaternary chronology of the Taitao Peninsula, southern Chile. *Journal of Quaternary Science*. 8 (2). 161-165.
- MACCULLOCH RD & SJ DAVIES (2001) Late-glacial and Holocene palaeoenvironmental change in the central Strait of Magellan, southern Patagonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 173:143-173.
- MALDONADO A & C VILLAGRÁN (2002) 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* 58:130-138.
- MALDONADO A & C VILLAGRAN (en prep.) 9.500 años cal de registro paleoclimático en la costa del Norte Chico de Chile: Análisis de polen en el bosque pantanoso Palo Colorado (32°04' S).
- MALDONADO A, C VILLAGRAN, JL BETANCOURT & C LATORRE (en prep.) Relación entre los sistemas de vientos del Oeste y vientos del Este, durante los últimos 40.000 años, en la zona de máxima penetración altitudinal del Desierto de Atacama en Chile (25°30' S), inferida a través del análisis de polen fósil en paleomadrigueras de roedores.

- MARCHANT M, D HEBBELN & G WEFER (1999) High resolution planktic foraminiferal record of the last 13,300 years from the upwelling area off Chile. *Marine Geology* 161:115-128.
- MARDEN CJ & CM CLAPPERTON (1995) Fluctuations of the South Patagonia Icefield during the last glaciation and the Holocene. *Journal of Quaternary Science* 10:197-210.
- MARKGRAF V (1993) Paleoenvironments and paleoclimates in Tierra del Fuego and southernmost Patagonia, South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 102:53-68.
- MASSAFERRO J & SJ BROOKS (2002) Response of chironomids to Late Quaternary environmental change in the Taitao Peninsula, southern Chile. *Journal of Quaternary Science* 17:101-111.
- MERCER JH (1976) Glacial history of southernmost South America. *Quaternary Research* 6:125-166.
- MILLER A (1976) The Climate of Chile. En SCHWERDTFEGER W (ed) *Climates of Central and South America*: 113-145. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- MONTECINOS A & P ACEITUNO (2003) Seasonality of the ENSO-Related Rainfall Variability in Central Chile and Associated Circulation Anomalies. *Journal of Climate* 16:281-296.
- MORENO PI (2004) Millennial-scale climate variability in northwest Patagonia over the last 15000 yr. *Journal of Quaternary Science* 19:35-47.

- OTA Y & R PASKOFF (1993) Holocene Deposits on the Coast of North-Central Chile: Radiocarbon Ages and Implications for Coastal Changes. *Revista Geológica de Chile* 20:25-32.
- RUTLLANT J & H FUENZALIDA (1991) Synoptic aspects of the Central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology*. 11. 63-76
- SANGUINETI R (1994) Anomalías térmicas: su relación con la pluviometría regional y con el efecto invernadero en Chile. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias con mención en Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.
- VAN HUSEN C (1967) Klimagliederung in Chile auf der Basis von Häufigkeitsverteilungen der Niederschlagssummen. In: *Geographische Hefte* 4, Freiburger, pp 1-113.
- VEIT H (1996) Southern Westerlies during the Holocene deduced from geomorphological and pedological studies in the Norte Chico, Northern Chile (27-33°S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 123:107-119.
- VILLAGRÁN C (1985) Análisis palinológico de los cambios vegetacionales durante el Tardiglacial y Postglacial en Chiloé, Chile. *Revista Chilena de Historia Natural* 58:57-69.
- VILLAGRÁN C (1988) Late Quaternary vegetation of southern Isla Grande de Chiloé, Chile. *Quaternary Research* 29:294-306.
- VILLAGRÁN C & J VARELA (1990) Palynological Evidence for Increased Aridity on the Central Chilean Coast during the Holocene. *Quaternary Research* 34:198-207.

- VILLA-MARTÍNEZ R & C VILLAGRÁN (1997) Historia de la vegetación de bosques pantanosos de la costa de Chile central durante el Holoceno medio y tardío. *Revista Chilena de Historia Natural* 70:391-401.
- VILLA-MARTÍNEZ R, C VILLAGRÁN & B JENNY (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.
- WENZENS G & E WENZENS (1998) Late glacial and Holocene glacier advances in the area of Lago Viedma (Patagonia, Argentina). *Zentralblatt Geologie und Paläontologie* 1:593-608.
- WENZENS G (1999) Fluctuations of Outlet and Valley Glaciers in the Southern Andes (Argentina) during the Past 13,000 Years. *Quaternary Research* 51:238-247.

CONCLUSIONES GENERALES

Los resultados de los análisis palinológicos en la zona semiárida y árida de Chile permiten establecer la siguiente secuencia paleoclimática para el Holoceno. El registro de Palo Colorado sugiere condiciones de humedad moderada en la zona del Norte Chico durante el Holoceno temprano, las cuales no habrían alcanzado la zona de Quebrada del Chaco. Posteriormente una tendencia al aumento de aridez, la cual habría tenido un término paulatino con se desprende del inicio de la depositación en Ñague, sin embargo con indicadores de áridos, hasta 4200 años AP y el inicio de una fase de bosque en Palo Colorado a los 5300 años AP. Condiciones aumento de la aridez son registradas nuevamente en ambos perfiles a partir de 3200 años AP, como se desprende de la retracción de los indicadores de bosque pantanoso. A partir de 2000 años AP el registro Palo Colorado muestra máximos valores de los taxa de bosque pantanoso, aunque con alta variabilidad hasta 1400 años AP, momento en el cual el registro de Ñague muestra la recuperación de los indicadores de bosque. Posiblemente a partir de este período las condiciones fueron menos variables permitiendo el desarrollo del bosque en Ñague. Adicionalmente sólo a partir de este momento los registros de Quebrada del Chaco muestran el término de las condiciones áridas, que caracterizaron la mayor parte del Holoceno en la zona, pasando de un período dominado por taxa indicadores de vegetación sólo de oasis al dominio de indicadores de vegetación zonal, con altos valores relativos de diversidad florística. Sugiriendo así que las condiciones húmedas

registradas en el Norte Chico, solo a partir de 1400 años AP lograron llegar a la zona de Quebrada del Chaco.

Los resultados de los análisis palinológicos recién comentados, junto a los antecedentes paleoclimáticos revisados para la zona de influencia del cinturón de vientos del oeste y su comparación con los análogos climáticos actuales, permiten inferir distintos escenarios de variaciones de este cinturón climático

Así, de acuerdo a los antecedentes paleoclimáticos, para el Holoceno temprano el cinturón de vientos del oeste habría estado desplazado algo más al norte de su posición media actual y posiblemente algo más debilitado.

Durante el Holoceno temprano a medio el cinturón de vientos del oeste se habría desplazado y/o concentrado en el sur del país, dejando desde la Región de los Lagos hacia el norte bajo el dominio del ASPS, es decir condiciones relativamente secas.

Para el Holoceno medio, la recuperación de los indicadores de humedad en los registros del Norte Chico, Chile Central y Región de los Lagos, en contraposición con indicadores relativamente más secos en la Región de los Canales, sugieren una mayor influencia de los vientos del oeste hacia el norte en concomitancia con una influencia más austral del ASPS, es decir un mayor contraste estacional entre verano e invierno, con sequías de veranos afectando la Región de los Canales y humedad en ascenso durante la estación de invierno en la actual zona mediterránea de Chile.

Para el Holoceno tardío, a grandes rasgos, parece haberse instaurado las actuales condiciones climáticas, con ciertas variaciones en el borde norte del área de estudio, algunas de las cuales pueden haber estado asociadas a una mayor actividad del sistema ENOS.