

CAPÍTULO I

El escenario geográfico y paleoambiental de Chile

ANTONIO MALDONADO, MARÍA EUGENIA DE PORRAS, ANDRÉS ZAMORA, MARCELO RIVADENEIRA, ANA MARÍA ABARZÚA

El proceso de ocupación humana y desarrollo cultural de Chile se ha visto influenciado, en alguna medida, por el entorno natural que lo rodea, por lo cual resulta imprescindible conocer y entender los contextos ambientales del país en tiempo y espacio¹. En este sentido, el presente capítulo pretende dar una breve descripción de los rasgos más importantes del escenario geográfico nacional y su evolución/dinámica ambiental y climática desde el término de la última glaciación (18.000 años a.p.).

1. Geografía

Chile se extiende a través de más de 4.000 km, y para describir sus características geográficas se requiere una didáctica de agrupación que enseñe los elementos más importantes y característicos del territorio. Con esta idea, el país puede dividirse en un sector continental, insular y Antártico.

Chile continental puede dividirse a su vez en la zona del Norte Grande, desde las fronteras con Perú y Bolivia hasta Chañaral; la zona del Norte Chico, hasta el Cordón de Chacabuco; la zona Central, desde la Región Metropolitana hasta el seno de Reloncaví; y la zona Sur, que se extiende hasta Cabo de Hornos (Figura 1a).

El territorio insular chileno se conforma por aquellas islas ubicadas sobre la plataforma continental, conocidas como “Chile insular continental” (Islas Desventuradas y Archipiélago de Juan Fernández) y aquellas que se ubican en una plataforma diferente a la continental, denominadas “Chile insular oceánico” (Isla Salas y Gómez e Isla de Pascua). Sobre la base de su relevancia arqueológica, solo se profundizará sobre la Isla de Pascua.

Debido a las extremas condiciones climáticas y su aislamiento geográfico el territorio Antártico no ha sido habitado por el hombre sino hasta la segunda mitad del siglo XX, por lo que carece de interés arqueológico y no se incluirá en este capítulo.

1.1. *Chile Continental*

1.1.1. *Norte Grande*

Se extiende desde la frontera con Perú hasta Chañaral (17°-26°S) a lo largo de aproximadamente 1.000 km (Figura 1a). Limita al norte con Perú, al noreste con Bolivia, y al este con Argentina, mientras que al oeste se encuentra el océano Pacífico. Su característica principal la constituye la Depresión Intermedia dominada por las extremas condiciones del desierto de Atacama, el más árido del mundo. Administrativamente comprende las regiones de Arica y Parinacota, Tarapacá, Antofagasta y el extremo norte de la Región de Atacama.

* Las edades señaladas en este capítulo están expresadas en años calibrados antes del presente (a.p.).

¹ Niemeyer 1989.

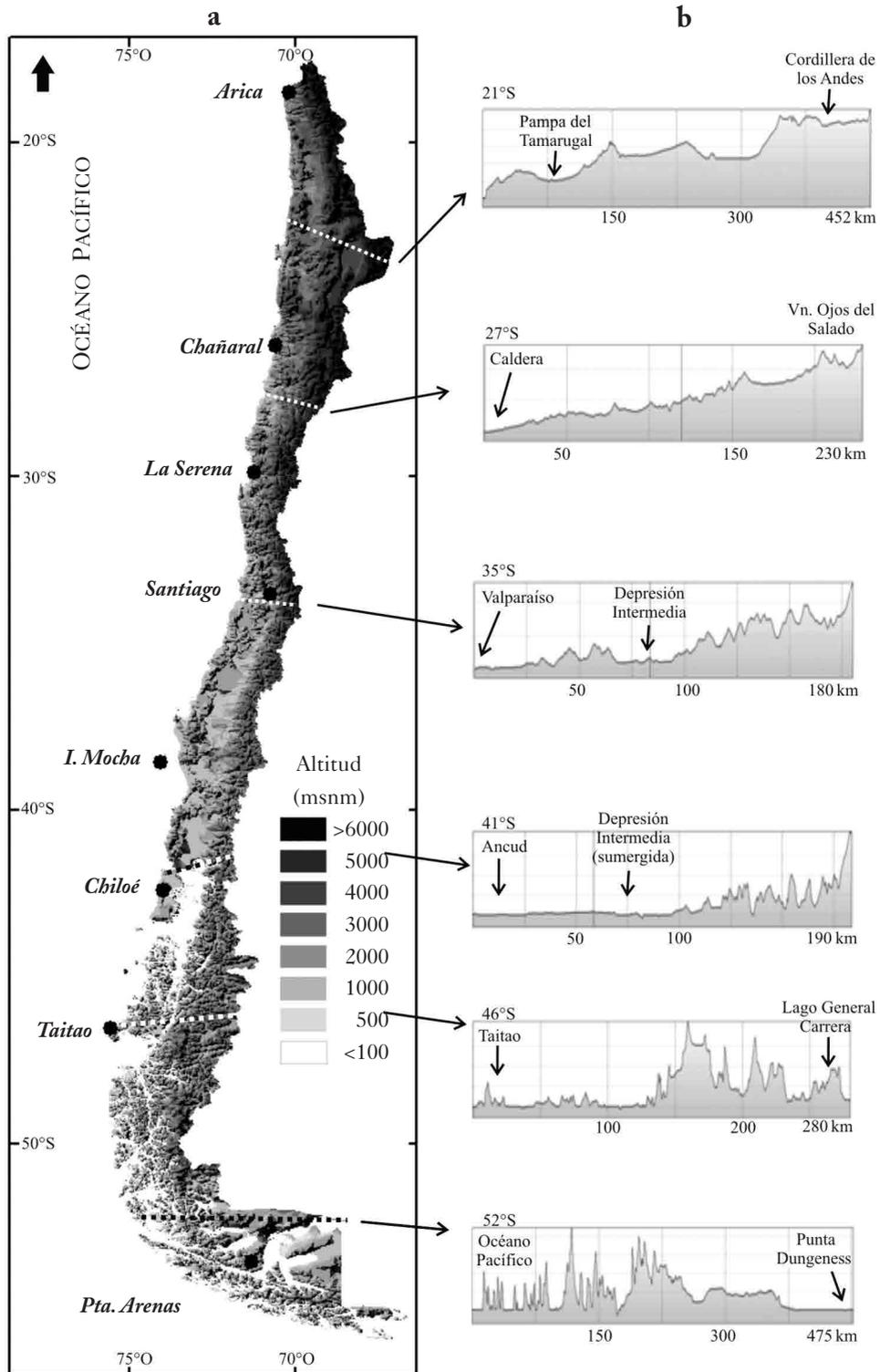


Figura 1. Mapas mostrando: a) Topografía de Chile; b) Perfiles topográficos de seis transectos oeste-este distribuidos latitudinalmente a lo largo de Chile; c) Precipitación anual con base en Schmithüsen (1956) en Moreira (2011); d) Formaciones vegetales según Schmithüsen (1956 en Moreira 2011).

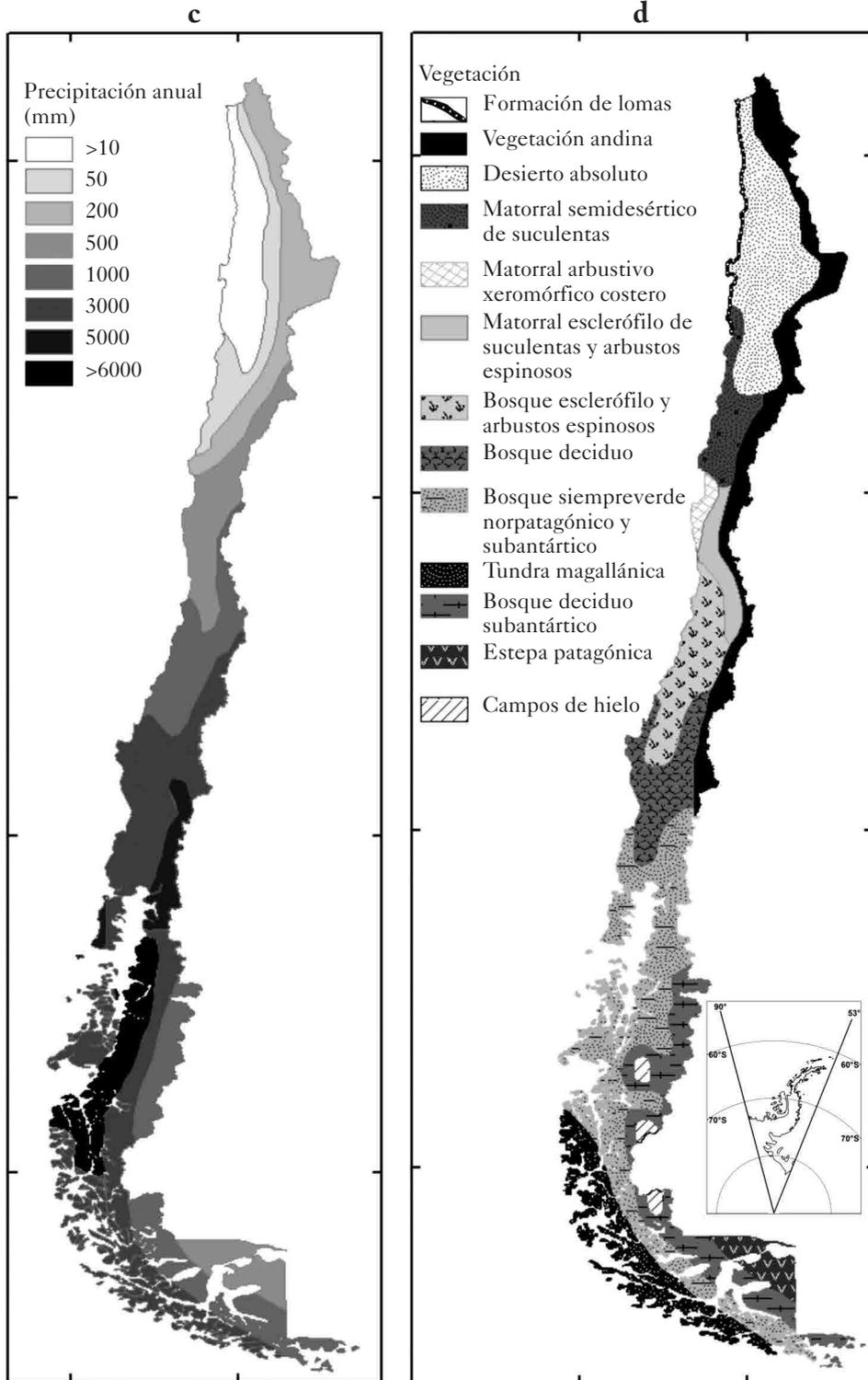


Figura 1. Mapas mostrando: a) Topografía de Chile; b) Perfiles topográficos de seis transectos oeste-este distribuidos latitudinalmente a lo largo de Chile; c) Precipitación anual con base en Schmithüsen (1956) en Moreira (2011); d) Formaciones vegetales según Schmithüsen (1956 en Moreira 2011).

Desde el extremo norte del país hacia el sur se observan las cuatro grandes macroformas que dominan el relieve chileno: Planicies Litorales o Plataforma Costera, Cordillera de la Costa, Depresión Intermedia y Cordillera de los Andes. El Norte Grande se caracteriza por cumbres andinas cercanas a 6.000 msnm y la sección oeste-este de mayor amplitud de Chile (360 km) entre la península de Mejillones (23°S) y el límite con Argentina (unos 25 km al norte del paso Jama).

La Planicie Litoral se extiende como una franja intermitente interrumpida por imponentes acantilados de la cordillera de la Costa (Figura 1b). Su superficie es variable aunque de Iquique hacia el sur comienza a adquirir una mayor importancia con frentes de playa o terrazas marinas que alcanzan entre 3 y 20 km en Tocopilla y Mejillones, respectivamente.

La cordillera de la Costa (Figura 1b) se presenta acompañada de acantilados rocosos que descienden abruptamente hacia el océano Pacífico a través de un frente de fallas de forma localizada. Su altitud varía entre los 1.000 y 2.600 msnm, estableciéndose como una gran mole al este de la cual disminuye la influencia de las neblinas costeras, denominadas localmente camanchaca. En el Norte Grande se encuentran los cordones montañosos más altos de toda la cordillera de la Costa (p. ej. cerro Vicuña Mackenna, ~3.110 msnm)² que refuerzan las condiciones áridas del interior. Estos cerros han sido disectados por la acción erosiva de ríos actualmente inactivos, cuyos valles permiten conectar la Depresión Intermedia con la Planicie Litoral en la actualidad.

La Depresión Intermedia en el Norte Grande (Figura 1b) forma parte integral de la unidad geomorfológica del desierto peruano-chileno³ caracterizada por una superficie árida de gran extensión que desciende desde 1.400 msnm en las cercanías de Arica hasta 700 msnm en el contacto con el río Loa, dando lugar al desierto de Atacama. Estos llanos fueron formados por arrastre de material andino durante el Terciario y Cuaternario, dando origen a grandes pampas (p.ej. del Tamarugal y del Carmen) y salares (p.ej. Pintados y Llamara). La Depresión Intermedia se encuentra interrumpida por la erosión de antiguos cursos fluviales que cruzan la cordillera de la Costa, desembocando en el mar entre Arica y Pisagua (19°35'S). Posteriormente, entre Pisagua y la desembocadura del río Loa (21°25'S), se presenta como una gran cuenca endorreica. Desde el río Loa hacia el sur las quebradas y valles vuelven a disectar la cordillera de la Costa; sin embargo y a diferencia de los ubicados al norte, todos estos son valles inactivos. Actualmente la Depresión Intermedia presenta una gran amplitud térmica, reducida participación de la camanchaca, nulas precipitaciones y escasa vegetación.

La cordillera de los Andes (Figura 1b) cuenta con un área precordillerana occidental y otra oriental. La primera se encuentra formada por cordones montañosos como la Sierra de Moreno que, interrumpida por el gran salar de Atacama, continúa hacia el sur hasta la quebrada de Paipote con el nombre de Cordillera de Domeyko. La segunda (oriental), corresponde al cordón principal de la cordillera de los Andes, y es donde se ubican las más altas cumbres e importantes conos volcánicos como el Parinacota (6.342 msnm), Guallatiri (6.063 msnm) y el complejo Nevados de Putre (5.861msnm). Entre estos dos cordones se ubica una extensión llana sobre los 3.000 msnm conocida como el altiplano o puna. Se caracteriza por la existencia de depósitos volcánicos, ríos, lagunas, bofedales y salares.

² Fuenzalida 1965; Börgel 1983.

³ Marquet *et al.* 1998.

Las precipitaciones estivales permiten la acumulación de agua en la cordillera dando origen al nacimiento de importantes cursos fluviales. En el extremo norte destacan las cuencas exorreicas del río Lluta y las quebradas de Azapa (o río San José), Vitor, Camarones y Camiña o Tana. El resto del paisaje se encuentra dominado por cursos endorreicos que permanecen retenidos en el altiplano irrigando los salares o se infiltran recargando los acuíferos que alimentan los oasis de la Depresión Intermedia, en una configuración espacial que se mantiene relativamente constante hasta el río Copiapó. Como excepción, el río Loa es el único curso permanente de gran caudal del Norte Grande, y alcanza a llegar al océano Pacífico desembocando 70 km al norte de Tocopilla⁴.

El clima del Norte Grande se encuentra caracterizado por su hiperaridez, que es consecuencia de tres factores principales: (1) la sombra de lluvia producida por la cordillera de los Andes, que impide el paso de la humedad tropical y subtropical desde la Amazonía; (2) el bloqueo que ejerce el Anticiclón Subtropical del Pacífico sureste (ASPSE) a las líneas de tormentas provenientes del suroeste en invierno (Cinturón de Vientos del Oeste); y (3) la presencia de aguas anormalmente frías producto de la Corriente de Humboldt y la surgencia costera de aguas profundas a lo largo de la costa Pacífica que disminuye la capacidad de evaporación de aguas del océano a la atmósfera⁵. Adicionalmente, la subsidencia del ASPSE mantiene una capa de inversión térmica alrededor de 1.000 msnm que concentra las neblinas costeras bajo este límite, lo que en conjunto con los acantilados de la cordillera de la Costa impide la penetración de la neblina al interior del continente⁶.

Así, el Norte Grande presenta un gradiente decreciente de precipitación noreste-suroeste entre 400 y 50 mm anuales desde la cordillera de los Andes hasta la Depresión Intermedia donde se ubica el desierto de Atacama⁷ (Figura 1c). Este gradiente resulta del transporte de humedad desde la vertiente oriental de la cordillera de los Andes hacia el oeste por los Vientos del Este (Easterlies). Dado que la fuente de humedad principal proviene de latitudes tropicales, los montos de precipitación van disminuyendo hacia latitudes subtropicales⁸, encontrándose aproximadamente a los 25°S la zona de máxima penetración altitudinal del desierto absoluto, y donde las lluvias de verano (del este) y lluvias de invierno (del oeste) son mínimas⁹.

De esta manera, es posible distinguir tres franjas longitudinales con diferentes características climáticas: (1) una costera caracterizada por densas neblinas, (2) otra que incluye las pampas de la Depresión Intermedia caracterizada por la extrema aridez y escasa influencia de lluvias, y (3) la última, en la zona andina que posee gran influencia de lluvias estivales¹⁰.

Así, las principales fuentes de agua que sustentan la vegetación del Norte Grande provienen de a) neblinas o camanchacas, b) afloramientos de la napa freática, y c) precipitaciones de verano. De acuerdo con esto, existen diferencias en la composición y fisonomía de las comunidades vegetales, distinguiéndose el desierto costero o vegetación de Lomas, desierto interior, sector precordillerano y sector altiplánico¹¹. A su vez, la vegetación del sector andino

⁴ Niemeyer y Cereceda 1984.

⁵ Garreaud 2009; Garreaud *et al.* 2009; Houston y Hartley 2003.

⁶ Rutland *et al.* 2003.

⁷ Vuille y Keimig 2004.

⁸ Vuille y Keimig 2004.

⁹ Maldonado *et al.* 2005.

¹⁰ Miller 1976.

¹¹ Gajardo 1994; Marticorena *et al.* 1998; Dillon 2005.

puede subdividirse en pisos altitudinales denominados, desde el más bajo al más alto, prepuneño, puneño, altoandino y subnival¹².

La vegetación de Lomas ubicada en la cordillera de la Costa entre los 18-28°S, entre el nivel del mar y los 1.000 msnm, corresponde a una vegetación abierta dominada por hierbas bulbosas y anuales, que subsisten gracias al aporte hídrico permanente de las neblinas costeras (Figura 1d). Esta formación se extiende hasta las costas de Perú, encontrándose la menor diversidad entre Arica e Iquique y aumentando hacia los límites sur y norte de su distribución¹³.

Dentro de esta formación de vegetación es posible encontrar cactáceas como el copao (*Eulychnia iquiquensis*) y diversas especies formando cojines globosos (*Copiapoa* spp.) y algunas especies arbustivas como la flor del lechero (*Euphorbia lactiflua*), el huañil (*Proustia cuneifolia*) y la parafina (*Oxyphyllum ulicinum*), que podrían constituir uno de los pocos recursos leñosos del lugar. Destacan también los claveles del aire (*Tillandsia* spp.) y muchas especies herbáceas y bulbosas como los lirios de campo (*Alstroemeria* spp.), suspiros (*Nolana* spp.), tomatillos (*Solanum* spp.), celestina (*Zephyra elegans*), patas de guanaco y doquillas (*Cistanthe* spp.)¹⁴. Las asteráceas, con 57 géneros y unas 150 especies, representan la familia con mayor riqueza de esta formación costera, seguida de las solanáceas con 18 géneros y 128 especies. Dentro de estas últimas destaca el género *Nolana*, que posee 70 especies endémicas del desierto costero chileno-peruano¹⁵; muchas de ellas constituyen prácticamente el único recurso forrajero del desierto costero hiperárido.

El desierto interior del Norte Grande o desierto absoluto (Figura 1d) se caracteriza por la ausencia casi total de precipitaciones, por lo que ha sido catalogado como un área desértica donde la vegetación es de tipo freatófita/halófita y que debe su desarrollo a la existencia de aguas subterráneas. Solo algunas especies han podido adaptarse a estas condiciones adversas, dentro de las que destacan el tamarugo (*Prosopis tamarugo*), algarrobo (*Prosopis alba*), brea (*Tessaria absinthioides*), grama salada (*Distichlis spicata*), cachiyuyo u ojalar (*Atriplex atacamensis*), seca trapo o mastuerzo (*Prosopis strombulifera*) y retamilla (*Caesalpinia aphylla*); además existen algunas formaciones azonales asociadas a cursos fluviales y la existencia de oasis puntuales, los que se encuentran muy impactados por actividades agrícolas¹⁶.

La vegetación andina de la zona precordillerana y altiplánica (Figura 1d) se encuentra caracterizada por una serie de pisos altitudinales de vegetación, cuyos límites varían en altitud de acuerdo con la gradiente latitudinal de precipitaciones, con rangos más bajos en la parte norte que ascienden en altitud hacia el sur. Desde el límite oriental del desierto absoluto hasta unos 3.000 msnm se encuentra el piso preandino (o prepuneño), que corresponde a un matorral bajo y poco denso caracterizado por arbustos como la ticara (*Ambrosia artemisioides*), el cachiyuyo (*Atriplex imbricata*) y la rica-rica (*Acantholippia deserticola*), destacando por sus alturas imponentes los cactus candelabro (*Browningia candelaris*) en la parte norte (~18°S), y el cardón grande (*Trichocereus atacamensis*) en la parte sur (~24°S). El piso subandino (o puneño), entre 3.000 y 4.000 msnm corresponde a un matorral más denso y diverso que el piso anterior y se encuentra caracterizado por la presencia de especies arbustivas conocidas local-

¹² Villagrán *et al.* 1983.

¹³ Luebert 2011; Pinto y Luebert 2009; Dillon 2005; Gajardo 1994.

¹⁴ Quintanilla 1983; Corporación Nacional de Medio Ambiente (CONAMA) 2008.

¹⁵ Dillon 2005.

¹⁶ Gajardo 1994; Corporación Nacional Forestal (CONAF) 1997a.

mente como tolas bajas; destacan la tolilla (*Fabiana densa*), lejía (*Baccharis boliviensis*), quebraolla (*Diplostegium meyenii*) y pingo-pingo (*Ephedra breana*). Al ascender en altura existe una transición hacia el piso altoandino compuesto por diversas tolas de altura como la anaquaya (*Chuquiraga* spp.) y chacha (*Parastrephia* spp.) y algunas poás cespitosas o pajas. El piso altoandino se extiende hasta unos 5.000 msnm; se caracteriza por la presencia de una agrupación de poás, pajas o coirones (p.ej. *Festuca orthophylla*, *F. chrysophylla*, *Deyeuxia* spp. y *Stipa* spp.) que dominan todo el paisaje. Dentro de este piso en los substratos rocosos de las laderas, predominan especies pulvinadas de llareta (*Azorella compacta*), llaretillas (*Pycnophyllum molle* y *P. bryoides*), poposas (*Werneria* spp.) y mostazas (*Nototriche* spp.). Adicionalmente es posible encontrar algunos bosquetes discontinuos de queñoas (*Polylepis tarapacana* o *P. rugulosa*). El piso de vegetación denominado subnival corresponde a un semidesierto de altura con muy baja cobertura de especies en cojín y pequeñas herbáceas en roseta, dentro de las que destacan la flor de la puna (*Chaetanthera sphaeroidalis*), la chinita revoluta (*Chaetanthera revoluta*), el yuyo de cordillera (*Menonvillea virens*), el neneo (*Mulinum crassifolium*) y la lenzia (*Leniza chamaepitys*)¹⁷. La mayoría de estas plantas es utilizada hasta la actualidad por las comunidades locales, como distintos recursos (medicinales, alimentarios, forrajeros, etc.)¹⁸.

En la zona andina los salares del altiplano sirven como refugio para la fauna, en los que suelen anidar parinas (*Phoenicoparrus andinus*, *P. jamesi* y *Phoenicoterus chilensis*), piuquenes (*Chloephaga melanoptera*) y taguas (*Fulica cornuta*, *F. gigantea*); también es posible encontrar rebaños de vicuñas (*Vicugna vicugna*) y guanacos (*Lama guanicoe*), zorros (*Lycalopex* spp.), la taruca o huemul del norte (*Hippocamelus antisensis*), algunos roedores, reptiles y abundantes insectos; además en los pequeños poblados es frecuente ver comunidades Aymaras pastoreando sus rebaños de llamas (*Lama glama*), alpacas (*Vicugna pacos*) y ovejas (*Ovis* sp.)¹⁹.

1.1.2. Norte Chico

Se extiende a lo largo de 700 km entre Chañaral y la cuenca del río Aconcagua-cordón de Chacabuco (26°-33°S), limitando al este con la frontera de la República Argentina y al oeste con el océano Pacífico (Figura 1a). La sección más angosta de Chile (90 km) se presenta en esta zona a la latitud de Illapel (~31°30'S). Las características más importantes del Norte Chico están dadas por la fragmentación de la Depresión Intermedia y el establecimiento de una zona de transición climática entre el dominio subtropical y el templado. Políticamente incluye las regiones de Atacama, Coquimbo y parte de la Región de Valparaíso.

La zona norte de la Depresión Intermedia del Norte Chico presenta rasgos comunes con la del Norte Grande. Sin embargo, desde Copiapó hacia el sur (27°S) la Depresión Intermedia comienza a desaparecer dando lugar a un paisaje montano interior originado por la confluencia de ambas cordilleras (de la Costa y de los Andes) transformando el relieve en cordones montañosos que se encuentran disectados por grandes valles transversales (Figura 1b)²⁰.

En la cordillera de los Andes, a 27°S, se encuentra el volcán Ojos de Salado (6.893 msnm), la cumbre más alta Chile, que junto con los Conos del Azufre (6.052 msnm) y el nevado Jota-beche (5.880 msnm) representan la sección austral del complejo de la alta puna. La altura de

¹⁷ Maldonado *et al.* 2005; Villagrán *et al.* 1981, 1983, 2003; Corporación Nacional de Medio Ambiente (CONAMA) 2008.

¹⁸ Villagrán y Castro 2004.

¹⁹ Hoffmann y Walter 2004; Corporación Nacional de Medio Ambiente (CONAMA) 2008; Iriarte 2008.

²⁰ Ulloa y Ortiz de Zárate 1989.

la cordillera comienza a disminuir hacia el sur alcanzando alturas promedio de 5.000 msnm. Las altas montañas vuelven a aparecer recién en la Región Metropolitana (~33°S)²¹.

Los ríos del Norte Chico atraviesan el territorio en dirección este-oeste partiendo de los Andes dentro de estrechos valles fluviales. Son de carácter pluvio-nival y la mayoría posee cauce permanente, de manera que sumado a la abrupta pendiente entre la cordillera y el mar la mayoría alcanza a drenar sus aguas en el océano²². Los sedimentos transportados por los ríos se acumulan en la costa formando extensas Planicies Litorales de carácter fluvial que se entrelazan con plataformas de sedimentación marina de diferentes periodos del Cuaternario²³ llegando a conformar grandes campos dunarios intermitentes ubicados en la desembocadura de los principales cursos fluviales. El río Copiapó es el primero del Norte Chico en llegar hasta el mar, a unos 2 km al norte de la localidad de Puerto Viejo. Hacia el sur las principales cuencas con cauces permanentes que desembocan en el océano Pacífico son los ríos Huasco, Elqui, Limarí, Choapa, Petorca, La Ligua y Aconcagua. Resulta de gran importancia destacar la presencia de cursos menores con régimen pluvial cuyas cabeceras se ubican en sectores preandinos o en la cordillera de la Costa.

Climáticamente el Norte Chico puede considerarse como la transición entre el desierto de Atacama y la zona con clima tipo mediterráneo de Chile Central. El clima es subtropical con inviernos lluviosos y veranos secos, y temperaturas medias entre 17° y 14°C²⁴. Dado su carácter transicional, existe un gradiente muy marcado en las precipitaciones (~25-400 mm/año) siendo mínimas en la parte norte y aumentando hacia el sur (Figura 1c). La precipitación ocurre principalmente a través de frentes fríos asociados a sistemas migratorios de baja presión provenientes del Cinturón de Vientos del Oeste²⁵ y en menor medida (5-10%) a bajas segregadas provenientes del mismo sistema climático, que tienden a ser más importantes en la parte norte²⁶. La estacionalidad de las precipitaciones en el Norte Chico se debe a que la contracción y desplazamiento latitudinal del ASPSE durante el invierno permite una mayor influencia del Cinturón de Vientos del Oeste hacia el norte, resultando en la llegada de sistemas migratorios al Norte Chico. En la zona andina las precipitaciones ocurren mayormente en forma de nieve durante el invierno y asociadas a los frentes migratorios, aunque también se registra la ocurrencia marginal, y de manera decreciente hacia el sur, de precipitaciones de verano asociadas a tormentas convectivas transportadas por los vientos del este²⁷.

Además del ciclo anual, la variabilidad interanual de las precipitaciones es otra característica climática del Norte Chico. Dada su posición marginal en el sistema de Vientos del Oeste, la variabilidad interanual y poca predictibilidad de las precipitaciones tiende a ser alta. Uno de los fenómenos que más aporta a esta variabilidad es El Niño-Oscilación del Sur (ENOS). Estos eventos ocurren con una frecuencia variable aunque en general dentro de un rango entre 3 y 6 años²⁸. Los eventos El Niño se expresan como años con precipitaciones anormal-

²¹ Börgel 1983; Niemeyer 1989.

²² Niemeyer 1989.

²³ Börgel 1983; Paskoff 1993.

²⁴ Van Husen 1967.

²⁵ Fuenzalida 1982.

²⁶ Pizarro y Montecinos 2000.

²⁷ Garreaud *et al.* 2009.

²⁸ Trenberth 1991.

mente altas²⁹, mientras que los eventos La Niña se asocian con disminución de la precipitación en esta zona³⁰.

Entre los 28° y 30°S la vegetación de la zona costera corresponde principalmente a matorrales con presencia de plantas suculentas; el interior se encuentra caracterizado por un matorral abierto. Ambas zonas presentan un estrato de herbáceas y arbustos bajos que incrementan su proliferación durante la primavera de los años lluviosos.

Sin duda la parte norte del Norte Chico presenta una gran particularidad, ya que la influencia ocasional de las lluvias invernales de los años más lluviosos da lugar a un proceso conocido como “desierto florido”, que consiste en la proliferación de especies anuales, geófitas y arbustos pequeños en la Depresión Intermedia³¹, la que se caracteriza por la presencia de clavelillo (*Schizopetalon maritimum*), ñañaña (*Rhodophiala bagnoldi*), celestina, malvilla (*Cristaria glaucophylla*), corona del fraile (*Encelia canescens*), chinita (*Chaetanthera limbata*) y hierba del salitre (*Frankenia chilensis*)³².

En el sector andino de menor altitud existe un matorral con predominio de bailahuén (*Haplopappus baylahuen*) y pingo-pingo, los que son reemplazados por el cachiyuyo en las zonas más áridas del norte; el aumento en altitud de la cordillera andina se encuentra asociado a un mayor aporte de las precipitaciones que son las responsables de la presencia de una serie de comunidades vegetales estructuradas de la siguiente forma: a) piso preandino (2.000-2.400 msnm), un matorral de varilla (*Adesmia hystrix*) y coirón (*Stipa chrysophylla*), b) piso andino (2.400-3.100 msnm), matorral bajo de cuernos de cabra (*Adesmia subterranea* y *Adesmia echinus*), y c) piso altoandino (3.100 hasta 4.000 msnm), herbazal abierto de flor de la puna. El ascenso andino se caracteriza por la aparición de especies en cojín que van incrementando su cobertura con la altitud³³.

Al sur del río Elqui (30°S) la vegetación comienza a perder su carácter desértico dando lugar a un matorral xeromórfico con la dominancia de arbustos como el palo negro (*Haplopappus foliosus*), guayacán (*Porlieria chilensis*), maravilla del campo (*Flourensia thurifera*), colli-guay (*Colliguaja odorifera*) y heliotropo (*Heliotropium stenophyllum*) y algunas suculentas como quiscos (p.ej. *Trichocereus chiloensis* y *Trichocereus coquimbanus*), copao (*Eulychnia acida*) y chaguales (p.ej. *Puya venusta* y *Puya chilensis*). Hacia la cordillera vuelve a presentarse un matorral bajo estructurado en gradientes altitudinales con dominio de especies del género *Adesmia* y de la familia Asterácea.

Una gran singularidad del Norte Chico está constituida por la presencia de bosques de carácter relictual o azonal (hacia el sur de los 30°S). Así por ejemplo, en la zona del Limarí y Quilimarí es posible encontrar bosques relictos dependientes de las neblinas costeras, dominados por olivillos (*Aetoxicon punctatum*) y petrillos (*Myrceugenia correifolia*). También, en las zonas costeras del Choapa principalmente, se encuentra una serie de bosques pantanosos dominados por Myrtáceas y canelos (*Drimys winteri*), los que se desarrollan en lugares donde aflora la napa freática³⁴.

²⁹ Aceituno 1990.

³⁰ Aceituno y Garreaud 1995.

³¹ Armesto *et al.* 1993.

³² Gutiérrez 2008.

³³ Luebert y Pliscoff 2006; Quintanilla 1983; Corporación Nacional de Medio Ambiente (CONAMA) 2008; Villagrán *et al.* 1983.

³⁴ Luebert y Pliscoff 2006.

Dentro de la fauna presente en el Norte Chico se destacan los mamíferos como el zorro culpeo (*Lycalopex culpaeus*) que habita zonas abiertas; los principales roedores son el ratoncito común (*Abrothrix olivaceus*) y el ratón orejudo de Darwin (*Phyllotis darwini*) que habita en zonas rocosas y que se ha adaptado a extraer el agua de sus alimentos. Otras especies que se pueden encontrar, pero sumamente escasas, son el marsupial comadreja o llaca (*Thylamys elegans*); el ratón de cola larga (*Oligoryzomys longicaudatus*) y la chinchilla chilena (*Chinchilla lanigera*). Algunos murciélagos comunes son el piuchén o vampiro chileno (*Desmodus rotundus*), el murciélago de Atacama (*Myotis atacamensis*) de cuyas madrigueras emana un olor a guano muy intenso, y el murciélago orejón (*Histiotus macrotus*), que es el más grande de los Andes. Las aves más representativas son el minero común (*Geositta cunicularia*), que anida en arenales y laderas de tierra blanda, distintos tipos de “churrete” pertenecientes al género *Cinclodes*, y el chercán de Atacama (*Troglodytes musculus atacamensis*) entre muchas otras³⁵.

1.1.3. Zonas Central y Centro-Sur

Se ubican a lo largo de una extensión de 1.000 km entre el cordón de Chacabuco (33°S) y el canal de Chacao-Seno de Reloncaví (42°S) y entre la frontera con Argentina y el océano Pacífico (Figura 1a). De Santiago al sur vuelven a conformarse las cuatro formas características del relieve chileno con un gran desarrollo de la Depresión Intermedia que se presenta de forma prácticamente continua (Figura 1b). Administrativamente comprende una parte de la Región de Valparaíso y las regiones Metropolitana de Santiago, Libertador General Bernardo O’Higgins, Maule, Biobío, Los Ríos y Los Lagos.

La Planicie Litoral se presenta de manera intermitente desde Concón hacia el sur ocupando grandes extensiones en el Litoral Central y siendo constantemente interrumpida por la cordillera de la Costa. A la latitud de Rancagua, la Planicie Litoral vuelve a expandirse, destacando aquella ubicada entre las localidades de Llico y Constitución. La desembocadura del río Maule marca el inicio del predominio de los acantilados de la cordillera de la Costa, reduciendo la extensión de las Planicies Litorales. En la Región del Biobío el macizo costero se desarrolla hacia el interior del continente dando lugar a extensas planicies litorales de 60 km en el golfo de Arauco, y al desarrollo de importantes sistemas dunarios.

En torno a los 33°S la cordillera de la Costa presenta altitudes cercanas a 2.000 msnm y desciende bruscamente hacia el sur hasta 1.000 msnm. Desde el río Biobío hacia el sur existen tres tramos diferenciados de la cordillera de la Costa: (1) la cordillera de Nahuelbuta que alcanza alturas superiores a 1.000 msnm siendo la sección más importante del macizo costero en el sur de Chile; (2) desde aquí y hasta el río Toltén la cordillera de la Costa comienza a descender rápidamente hasta prácticamente desaparecer en las cercanías del río Itata; y (3) entre el río Toltén y el canal de Chacao la cordillera vuelve a alcanzar alturas de hasta 800 msnm.

La Depresión Intermedia se presenta de manera continua a lo largo de Chile Central siendo interrumpida por algunos cordones transversales en Angostura de Paine, Pelequén y Loncoche. Posee altitudes promedio de 300-500 msnm y una extensión longitudinal de 30-100 km que por su leve pendiente ha potenciado procesos de erosión/sedimentación fluvio-glacio-volcánicos cuaternarios de origen andino, a los que debe gran parte de la estructu-

³⁵ Quintanilla 1983; Iriarte 2008.

ra de sus suelos³⁶. Hasta el seno de Reloncaví, donde la Depresión Intermedia desaparece, procesos depositacionales de distinta génesis han generado importantes ondulaciones, leves desarticulaciones y la existencia de algunos cerros isla. La superficie relativamente plana de la Depresión Intermedia en Chile Central ha posibilitado históricamente el establecimiento de importantes asentamientos humanos que actualmente concentran más del 74% de la población total del país³⁷.

En la cordillera de los Andes se pueden distinguir dos niveles: uno precordillerano conocido localmente como “montaña” (600-1.000 msnm) que se caracteriza por la existencia de grandes explanadas fragmentadas por la acción de valles fluviales de origen andino, los que desde Temuco al sur desembocan en lagos de gran importancia para la configuración de distintos asentamientos humanos. Un segundo nivel denominado “andino” (sobre 1.000 msnm) presenta elevaciones que superan ampliamente los 5.000 msnm (p.ej. Vn. Tupungato, 6.500 msnm, a 33°S) y reaparición de importantes aparatos volcánicos. Desde la Región del Maule hacia el sur, las alturas comienzan a disminuir progresivamente dejando elevaciones inferiores a 3.000 msnm en su límite austral³⁸. De esta manera la topografía permite el acceso a diferentes pasos cordilleranos hacia la vertiente oriental de los Andes, los cuales presentan menores alturas hacia el sur. En la parte norte destacan los pasos de Molina en las nacientes del río Cachapoal, de Potrerillo cercano a las cabeceras del río Teno, pasos de San Francisco y Pehuenche en la cuenca del río Maule y los pasos el Portillo, de Valdés, del Macho y Piuquenes en las nacientes del río Melado. Al sur de Chillan los pasos disminuyen notablemente en altura, manteniéndose en general bajo los 2.000 msnm. Aquí los pasos más destacados son los del Chureo en el Ñuble, del Columpio, de Buta Mallín y de Trapa-Trapa entre Chillán y el lago Laja; más al sur en las nacientes del río Biobío los pasos Pucón Mahuida, Collochué, Pino Hachado, Icalma, Llaima, y a la latitud de Osorno el paso Cardenal Samoré.

Desde un punto de vista hidrográfico, Chile Central puede dividirse en un sector norte con ríos en torrente de régimen mixto en la zona subhúmeda, y otro sur, con ríos tranquilos de regulación lacustre ubicados en una zona húmeda, siendo la zona de transición el río Biobío. Los ríos pueden ser diferenciados a su vez en cuencas de origen andino y costero. Los ríos de la zona subhúmeda corresponden a aquellos de origen andino que poseen escurrimiento torrencial con crecidas pluviales en invierno y nivales en primavera y comienzos del verano con un estiaje pronunciado en otoño. Dentro de estos se encuentra la cuenca de los ríos Maipo, Rapel (tributado por los ríos Cachapoal y Tinguiririca), Mataquito, Maule, Itata y Biobío. Aquellas cuencas que poseen sus cabeceras en la cordillera de la Costa (ríos costeros) presentan un régimen esencialmente pluvial, de modo que su escorrentía disminuye durante los meses de verano presentando un incremento latitudinal. Estos son los esteros Casablanca, San Jerónimo, Rosario, Cartagena, Yali, Nilahue, Paredones, y los ríos Huenchullami, Reloca, Chanco, Cobquecura, Rafael, Lirquén y Andalién. Los ríos de la zona húmeda se encuentran bajo una gran influencia de las cuencas lacustres (p.ej. Villarrica, Riñihue, Ranco, Puyehue, Rupanco, Todos los Santos y Llanquihue) originadas por el retroceso de los glaciares del Cuaternario. Los principales cursos de origen andino son los ríos Toltén, Calle calle, Bueno y Petrohué, mientras que los de origen preandino son los ríos Imperial, Maullín

³⁶ Börgel 1983.

³⁷ Ribotta 2010.

³⁸ Börgel 1983.

y Chamiza. Los ríos costeros más importantes son el Carampangue, Lebu, Paicaví, Lleulleu, Quidico y Tirúa³⁹.

Chile Central presenta un clima tipo mediterráneo con inviernos fríos y lluviosos y una estación seca durante el verano. Al igual que en el Norte Chico, las precipitaciones están asociadas al Cinturón de Vientos del Oeste y su estacionalidad se relaciona con la migración latitudinal/contracción del ASPSE. El río Biobío (~36°S) presenta la zona de transición entre una zona norte de Chile Central más seca y una zona Centro-Sur con mayores montos de precipitación y humedad relativa (Figura 1c). Esto estaría dado por un aumento en la influencia del Cinturón de Vientos del Oeste hacia el sur durante todo el año, produciendo una disminución en la variabilidad de las precipitaciones anuales y una reducción en la duración e intensidad del periodo seco estival.

En la zona norte la vertiente occidental de la cordillera de la Costa concentra los mayores montos de precipitación (300-400 mm; Figura 1c) y presenta un contraste térmico moderado (~5°C). La elevación del macizo costero intercepta las precipitaciones del Cinturón de Vientos del Oeste de manera que en la Depresión Intermedia (p.ej. Santiago) estas son inferiores a 350 mm y van acompañadas por un aumento en la amplitud térmica (~11°C). En la cordillera de los Andes dominan las bajas temperaturas (~2,5°C, temperatura media de invierno) y las precipitaciones (250-450 mm) se dan en forma de nieve⁴⁰. Desde Cautín (~39°S) hacia el sur las diferencias entre la costa y los Andes comienzan a hacerse cada vez menos notorias. La precipitación anual oscila alrededor de los 2.000 mm y la humedad relativa se mantiene constante alrededor del 80%⁴¹. El extremo sur de esta zona se presenta como un área de transición desde climas mediterráneos a templados, caracterizados por precipitaciones abundantes y constantes, y temperaturas medias cercanas a los 13°C debido al incremento de la influencia oceánica desde el suroeste y disminución de la influencia del ASPSE.

La vegetación de Chile Central se encuentra condicionada principalmente por el incremento de las precipitaciones y disminución de la temperatura con la altitud y latitud respectivamente. De norte a sur se presenta la siguiente sucesión: matorral esclerófilo dominado por suculentas y arbustos espinosos, hacia el interior un matorral abierto de espinos (*Acacia caven*); bosque esclerófilo con marcado predominio de elementos arbóreos; bosque decíduo Maulino dominado por robles del género *Nothofagus*; bosques siempreverdes dentro de los cuales se encuentran el bosque valdiviano y bosque norpatagónico; hacia la cordillera, en el límite arbóreo de la vegetación, el bosque decíduo subantártico; sobre el límite de la vegetación arbórea se encuentra el piso andino (Figura 1d)⁴².

Las mayores altitudes de los macizos andino y costero se encuentran bajo condiciones de una humedad mayor en comparación con la Plataforma Litoral y la Depresión Intermedia. Consecuentemente con esto, la vegetación extiende su rango de distribución sur a través de estas cordilleras, estructurándose latitudinalmente en forma de “U”⁴³.

El matorral espinoso y de suculentas se ubica desde el límite norte de Chile Central (Figura 1d), a nivel del mar, penetrando hasta los 34-35°S y hasta una altitud de 1.500 msnm, donde algunas especies importantes son el coliguay, varilla (*Adesmia microphylla*), tupa (*Lobe-*

³⁹ Niemeyer y Cereceda 1984.

⁴⁰ Rutlland y Fuenzalida 1991.

⁴¹ Di Castri y Hajek 1976.

⁴² Heusser 2003; Schmittsen 1960.

⁴³ Gajardo 1994; Luebert y Plissock 2006; Corporación Nacional de Medio Ambiente (CONAMA) 2008.

lia polyphylla), espinillo (*Adesmia confusa*), pingo-pingo (*Ephedra andina*), algunos pastos (p.ej. *Nasella chilensis* y *Stipa plumosa*) y las suculentas como chaguales y quiscos. En las zonas más xéricas de la Depresión Intermedia también es frecuente encontrar una formación de sabana de espinos⁴⁴.

En zonas de mayor humedad, entre 32-37°30'S y bajo los 1.200 msnm es posible encontrar el bosque esclerófilo (Figura 1d), donde algunas de las especies más características son el peumo (*Cryptocarya alba*), boldo (*Peumus boldus*), quillay (*Quillaja saponaria*), molle (*Schinus molle*), maitén (*Maytenus boaria*), maqui (*Aristotelia chilensis*) y litre (*Lithrea caustica*)⁴⁵.

En la zona andina el límite altitudinal de los árboles lo componen el frangel (*Kagenecia angustifolia*) y algunas poblaciones aisladas de ciprés de la cordillera (*Austrocedrus chilensis*). Sobre este límite dominan arbustos, subarbustos, poás y hierbas en roseta⁴⁶. Así por ejemplo, en los Andes de Santiago el piso subandino (2.000-3.000 msnm) se encuentra dominado por los arbustos hierba blanca (*Chuquiraga oppositifolia*), frecuentemente acompañado por neneo (*Mulinum spinosum*), caulía (*Tetraglochin alatum*) y romero de Cumingii (*Anarthrophyllum cumingii*). El piso altoandino se caracteriza por la abundancia de especies como llareta (*Laretia acaulis*), oreópolo (*Oreopolus glacialis*), y romero de Gay (*Anarthrophyllum gayanum*)⁴⁷.

La vegetación de la cordillera de la Costa en la zona central del país exhibe una gran discontinuidad en su rango de distribución latitudinal, dando lugar a la existencia de verdaderas “islas” en las cimas de mayor altitud, donde existen fragmentos aislados de vegetación altoandina cuya distribución principal se encuentra en los Andes de Chile Central o más al sur⁴⁸. Así, sobre los 1.000 msnm es posible encontrar individuos de roble de Santiago (*Nothofagus macrocarpa*) acompañado por un matorral bajo de hierba blanca y neneo⁴⁹.

Hacia el sur del bosque esclerófilo y hasta casi los 41°S (Figura 1d), la Depresión Intermedia se encuentra dominada por el bosque deciduo maulino, que está caracterizado por el dominio de roble (*Nothofagus obliqua*), marcando la transición hacia climas templados. Esta formación puede mezclarse con elementos del bosque esclerófilo, con elementos del bosque valdiviano o con elementos preandinos. Por otro lado, en ciertos lugares de las cordilleras de la Costa y de los Andes el bosque deciduo puede estar compuesto también por otras especies de robles o árboles emparentados como el roble de Santiago, hualo (*Nothofagus glauca*), raulí (*N. alpina*), huala (*N. leonii*) y ruíl (*N. alessandrii*)⁵⁰.

El bosque valdiviano se ubica entre 41-43°S en la Depresión Intermedia (Figura 1d), ampliando su rango latitudinal hacia el norte por los faldeos de ambas cordilleras. Esta formación, caracterizada por el dominio de coigüe (*Nothofagus dombeyi*) y ulmo (*Eucryphia cordifolia*), destaca por la gran diversidad de especies, dentro de las cuales se encuentra el olivillo, palo santo (*Dasyphyllum diacanthoides*), tepa (*Laureliopsis philippiana*), arrayán (*Luma apiculata*), tiaca (*Caldcluvia paniculada*), tineo (*Weinmannia trichosperma*) y avellano (*Genuina avellana*), entre otras⁵¹. A esta latitud y subiendo en altura es posible encontrar la expansión norte

⁴⁴ Heusser 2003; Schmitüsen 1960.

⁴⁵ Heusser 2003.

⁴⁶ Luebert y Pliscoff 2006.

⁴⁷ Villagrán *et al.* 1983.

⁴⁸ Villagrán y Armesto 2005.

⁴⁹ Luebert y Pliscoff 2006.

⁵⁰ Heusser 2003; Schmitüsen 1960.

⁵¹ Heusser 2003; Schmitüsen 1960.

del rango de distribución de los bosques norpatagónico y deciduo subantártico, los que serán descritos en la sección de vegetación de Chile Austral.

Entre el bosque deciduo subantártico y la vegetación andina a las latitudes 37°30'-40°S es posible encontrar poblaciones de araucaria (*Araucaria araucana*)⁵². Esta es una especie endémica de los bosques templados de Chile y Argentina, dioica; es decir, existen individuos machos y hembras, siendo estas últimas las que producen los piñones. Forma rodales puros o asociados a distintas especies del género *Nothofagus* en la cordillera de los Andes entre los 1.000-1.800 msnm, mientras que en la cordillera de la Costa existen dos poblaciones disjuntas, en Nahuelbuta y cerca de Carahue⁵³.

La vegetación andina de la parte sur de Chile Central tiene la fisonomía de un matorral bajo con herbáceas, las cuales se hacen más importantes a medida que aumenta la altitud. Las especies dominantes o características de la vegetación andina son variadas y dependen mucho de la ubicación latitudinal y altitudinal, aunque algunas especies comunes son la uva de cordillera (*Berberis empetrifolia*), brecillo (*Empetrum rubrum*), ñipa (*Escallonia alpina*) y chaura (*Pernettya pumila*) y pastos en champa.

La fauna se encuentra representada por una gran cantidad de especies, dentro de las cuales destacan los marsupiales monito del monte (*Dromiciops gliroides*), única especie representante del orden Microbiotheria en Chile⁵⁴, y la llaca. Los mamíferos se encuentran representados por el huemul (*Hippocamelus bisulcus*), restringido a unas pocas localidades, con serios problemas de conservación⁵⁵, pudú (*Pudu pudu*), güiña (*Leopardus guigna*), puma (*Puma concolor*) que posee un amplio rango de distribución a través de todo el territorio continental, y zorro culpeo; los mustélidos huillín o nutria de río (*Lontra provocax*) y el quique (*Galictis cuja*); las aves más conocidas son el cóndor (*Vultur gryphus*), tiuque (*Mikvago chimango*), lechuzza (*Tyto alba*), tucúquere (*Bubo magellanicus*), concón (*Strix rufipes*), el loro choroy (*Enicognathus leptorhynchus*), la cachaña (*Enicognathus ferrugineus*), martín pescador (*Megaceryle torquata*) y el carpintero negro (*Campephilus magellanicus*). La ranita de Darwin (*Rhinoderma darwinii*) es el anfibio más emblemático presente en este sector⁵⁶, endémico de los bosques templados de Chile y Argentina, con distribución hasta los 1.800 msnm y entre las latitudes ~37-46°S, siempre asociado a los ecosistemas boscosos.

1.1.4. Zona sur o Patagonia chilena

Se encuentra limitada al norte por el canal de Chacao-Seno de Reloncaví y al sur por el Cabo de Hornos (Figura 1a). Se desarrolla a través de una gran cantidad de islas, canales, fiordos, golfos y un área andina dominada por extensos campos de hielo (Campos de Hielo Norte, Sur y Darwin). Con más de 1.500 km entre sus extremos, esta es la mayor de las cuatro zonas en que se divide el país, y debe su forma desmembrada a una tectónica de hundimiento y manifestaciones de respuestas glacioeustáticas que han permitido el ingreso del mar hacia la Depresión Intermedia⁵⁷. Administrativamente comprende el extremo sur de la Región de

⁵² Schmitüsen 1960.

⁵³ González *et al.* 2006.

⁵⁴ Iriarte 2008.

⁵⁵ Servicio Agrícola Ganadero (SAG) *et al.* 2012.

⁵⁶ Celis-Diez *et al.* 2011.

⁵⁷ Börgel 1983.

los Lagos y las regiones de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo y de Magallanes y de la Antártica Chilena.

Las Planicies Litorales emergen en la Isla Grande de Chiloé (Figura 1b) y en cercanías del estrecho de Magallanes, entre Bahía Agua Fresca y Punta Dungeness y entre Porvenir y Punta Catalina.

La cordillera de la Costa está presente en el territorio insular de Chiloé recibiendo el nombre de Piuché (500 msnm) y Pirulil (527 msnm) separadas por el lago Cucao. Hacia el sur se proyecta a través del área archipelágica comprendida entre la Isla Guafo y punta Tres Montes en la península de Taitao.

Los llanos de la Depresión Intermedia se encuentran total o parcialmente sumergidos como resultado de procesos isostáticos y de erosión glaciaria a lo largo de 580 km a través del seno del Reloncaví, golfo de Ancud, golfo Corcovado, extremos NE y SE de Chiloé, canal de Moraleda, canal Costa, estuario Elefantes, laguna San Rafael hasta el istmo de Ofqui y el llano aluvial de San Tadeo (Figura 1b)⁵⁸.

La cordillera de los Andes posee un ancho variable entre 60 y 120 km, siendo la Isla Riesco (53°S) el único accidente geográfico que interrumpe su desarrollo latitudinal. En general, sus cumbres no suelen superar los 3.000 msnm aunque es posible encontrar algunos ventisqueros por sobre los 4.500 msnm. En torno a los 47°S y 50°S, la cordillera de los Andes presenta los Campos de Hielo Norte y Sur respectivamente, remanentes del Campo de Hielo Patagónico que cubrió gran parte del sur de Sudamérica durante la última glaciación Cuaternaria. Asociados a estos y como resultado de una importante erosión glaciaria, la cordillera se encuentra altamente disectada por valles glaciares que fluyen hacia la costa formando islas, canales y fiordos. A estas latitudes la cordillera de los Andes puede ser dividida en dos zonas: una oceánica donde las cumbres andinas se presentan como islotes configurando una zona de archipiélago en que las precipitaciones oscilan entre 2.000-4.000 mm, y otra oriental caracterizada por un paisaje de “desierto patagónico” con precipitaciones inferiores a 1.000 mm⁵⁹.

Desde Futaleufú (43°S) hacia el sur el territorio continental se extiende sobre las pendientes subandinas orientales principalmente de forma perpendicular a la dirección de la cordillera de los Andes. Estas mesetas o “pampas” orientales aparecen en fajas transversales que alternan con fajas montañosas o valles de erosión glaciaria donde se localizan los principales lagos y ríos del sur de Chile. Esta zona presenta los ríos más importantes y caudalosos que tienen su origen en la cordillera y desembocan en el océano Pacífico. En general, sus caudales varían a lo largo del año ya que son alimentados por el derretimiento de nieve y las lluvias. Entre los que pueden destacarse se encuentran los ríos Baker, Elizalde y La Paloma. Entre los lagos destacan el General Carrera, el lago más grande del país, Cochran y O’Higgins.

Al sur de los 52°S el territorio chileno comienza a extenderse al este de la cordillera de los Andes (incluyendo la parte norte-centro de la Isla Grande de Tierra del Fuego) a través de las “pampas” magallánicas (Figura 1b) resultantes de la presencia de una gran masa de hielo que cubrió completamente el área del estrecho de Magallanes y la Isla Grande de Tierra del Fuego durante la última glaciación Cuaternaria. A la altura del Canal de Beagle la cordillera de los Andes comienza a orientarse en dirección SE recibiendo el nombre de Cordillera de Darwin presentando el Campo de Hielo Darwin. Hacia el sur (55°S) existe un grupo de islas

⁵⁸ Börgel 1983.

⁵⁹ Niemeyer 1989; Di Castri y Hajek 1976.

(Gordon, Navarino, Lennox, etc.) dentro de las que se encuentra la Isla Hornos, considerada tradicionalmente como la más austral del territorio.

La zona sur de Chile (42°-56°S) se encuentra bajo el dominio climático del Cinturón de Vientos del Oeste, el cual aporta las lluvias a toda esta zona. Este sistema climático corresponde a un flujo de vientos proveniente del oeste, cuyo centro intercepta el continente en torno a los ~47-49°S aportando precipitaciones de manera decreciente al norte y al sur de estas latitudes. Adicionalmente este sistema tiene una migración estacional desplazándose hacia el sur durante el verano, de manera que las tormentas asociadas a este sistema climático se intensifican entre ~45-55°S, mientras que durante el invierno migran hacia el norte, aportando las lluvias invernales a la zona con clima tipo mediterráneo de Chile Central y debilitándose en la parte más austral (en torno a los ~50°S)⁶⁰.

Las precipitaciones en esta zona presentan una asimetría muy marcada entre los dos lados de los Andes, con condiciones muy húmedas en la vertiente oeste de la cordillera de los Andes y muy secas en la vertiente este (Figura 1c). La precipitación en el oeste es producto de sistemas frontales asociados a ciclones migratorios superficiales que tienden a dirigirse hacia el este siguiendo líneas de tormenta. Adicionalmente, cuando los ciclones migratorios son interceptados por la cordillera de los Andes y obligados a elevarse, la precipitación se intensifica por efecto orográfico, dando origen a un clima hiperhúmedo con medias anuales entre 5.000 y 10.000 mm en la Patagonia oeste⁶¹. Contrariamente, la subsidencia forzada en la vertiente este de la cordillera de los Andes produce condiciones muy secas (< 200 mm anuales) en la meseta patagónica. Sumado a esto, la meseta presenta un clima continental con amplitudes térmicas >10°C, altas velocidades del viento y altas tasas de evaporación en superficie⁶².

Adicionalmente las planicies del este del estrecho de Magallanes y de la Isla Grande de Tierra del Fuego podrían recibir precipitaciones de origen Atlántico y/o Antártico relacionadas con el paso eventual de masas de aire polar⁶³.

La vegetación de la zona austral está compuesta por bosques siempreverdes, los que incluyen el extremo sur del bosque valdiviano (descrito en la sección Chile Central), el bosque norpatagónico y el bosque subantártico, tundras magallánicas, además del bosque subantártico decíduo, estepa patagónica y vegetación andina (Figura 1d)⁶⁴.

El bosque norpatagónico se ubica entre los 43-47°30'S a nivel del mar y se expande hasta los 41°S a mayor altura (hasta 1.100 msnm). Está caracterizado por la presencia de coigüe de Magallanes (*Nothofagus betuloides*) y ciprés de las Guaitecas (*Pilgerodendron uviferum*), con presencia también de canelo, tino, mañío macho (*Podocarpus nubigena*), coigüe de Chiloé (*Nothofagus nitida*) y notro (*Embothrium coccineum*), dentro de las principales especies arbóreas.

Entre los 48-55°S se encuentra el bosque siempreverde subantártico, en general a los pies de la cordillera y en muchos lugares interrumpido por tundras magallánicas (Figura 1d). Este bosque es el de carácter más higrófilo y está caracterizado por la presencia de coigüe de Magallanes (*Nothofagus betuloides*), canelo, notro, leña dura (*Maytenus magellanica*), ciprés de las Guaitecas y tepú (*Tepualia stipularis*).

⁶⁰ Garreaud *et al.* 2009.

⁶¹ Garreaud *et al.* 2009; 2013.

⁶² Garreaud *et al.* 2013.

⁶³ Marengo y Rogers 2001.

⁶⁴ Schmithüsen 1960; Heusser 2003.

Las tundras magallánicas se ubican inmediatamente al este del océano Pacífico y hasta el borde con el bosque siempreverde subantártico, también desde los 48°S hasta el extremo sur del continente (Figura 1d). Se desarrollan en suelos con pobre drenaje y cubiertos por turba. Las especies características corresponden a plantas herbáceas de baja altura y en general de hábito muy denso, como la hierba de donatia (*Donatia fascicularis*), llareta (*Bolax caespitosa*), maillico (*Caltha dioneifolia*), pasto de turbal (*Gaimardia australis*) y una pequeña conífera conocida como ciprés enano (*Lepidothamnus fonckii*).

El bosque decido subantártico, caracterizado por el dominio de lenga (*Nothofagus pumilio*) y ñirre (*Nothofagus antartica*), se distribuye desde Tierra del Fuego hasta aproximadamente los 35°S (Figura 1d), siempre en el límite altitudinal arbóreo de la vegetación o limitando con la estepa patagónica hacia el este y hacia el sur.

La estepa patagónica es una formación dominada por poáceas, que se distribuyen al este de los Andes cubriendo vastas extensiones en el extremo sur del continente (Magallanes y Tierra del Fuego) (Figura 1d). Aparece además en lugares muy localizados, donde el límite entre Chile y Argentina se expande más allá de la zona preandina como en el borde norte del estrecho de Magallanes, la zona de Torres del Paine y, de manera interrumpida, entre Chile Chico y el río Cisnes. Dentro de las especies características se encuentra una diversidad de pastos (principalmente del género *Festuca*), acompañados de otras especies no poáceas como el abrojo (*Acaena pinnatifida*), cardillo (*Acaena magellanica*), armería (*Armeria maritima*), cerastio peludo (*Cerastium arvense*) y llareta (*Azorella caespitosa*).

En esta zona la vegetación andina está dominada por herbáceas y algunos subarborescentes. Esta formación se distribuye en alturas superiores a 900-500 msnm, dependiendo de la latitud. Especies comunes en esta formación son la ñipa roja (*Escallonia rubra*), brecillo (*Empetrum rubrum*), senecio gris (*Senecio skottsbergii*) y nasauvia de Magallanes (*Nassauvia magellanica*), entre otras.

La fauna es prácticamente la misma que en Chile Central, con algunas singularidades como la comadreja trompuda (*Rhyncholestes raphanurus*), marsupial endémico de Chile característico de bosques higrófilos templados⁶⁵, guanaco (*Lama guanicoe*) y ñandú (*Pterocnemia pennata*). Entre las aves el flamenco austral o chileno (*Phoenicopterus chilensis*), ocupando lagunas someras de la estepa patagónica, destaca como uno de los de más amplia distribución de Sudamérica y es considerado como el más austral de ellos⁶⁶.

1.2. Chile Insular

1.2.1. Isla Grande de Chiloé

La Isla Grande de Chiloé es parte del territorio insular de la Región de Los Lagos. Limita al norte con el canal de Chacao, al este con el golfo de Ancud, mientras que sus costas sur y oeste se enfrentan con el océano Pacífico (Figura 1a). La Isla Grande de Chiloé forma parte de un archipiélago formado por sesenta y una islas, dentro de las que destaca Guafo, emplazada al sur de la Isla Grande⁶⁷.

⁶⁵ Mella *et al.* 2002.

⁶⁶ Jaramillo 2005.

⁶⁷ Niemeyer 1989.

Sus Planicies Litorales corresponden a estrechas llanuras costeras que se extienden de manera intermitente desde la bahía de Ancud hasta la desembocadura del río Medina y posee playas formadas en Punta Corona, Cocotué en ambas desembocaduras del río Puntra y en el sector de Cucao.

La cordillera de la Costa se divide en las secciones formadas por la cordillera de Piuché y Pirulil, que se encuentran separadas por el lago Cucao. El borde oriental de la cordillera presenta una serie de cuerpos lacustres que drenan hacia el océano Pacífico y hacia el golfo del Corcovado.

En el este de la Isla Grande aún es posible encontrar algunos remanentes expuestos de la Depresión Intermedia, los que en general están deformados por la actividad glacial del Cuaternario, encontrándose extensas planicies de lavado proglacial y campos morrénicos que le otorgan un relieve con fuertes ondulaciones.

La red fluvial se compone de 56 ríos o cursos independientes, de los cuales la mayoría desagua hacia el océano Pacífico, destacando los ríos Chepu, Cucao y Medina⁶⁸.

Climáticamente la Isla Grande de Chiloé presenta las mismas características generales que las descritas para la zona austral de Chile. Dada su condición insular, el clima presenta una fuerte influencia oceánica con precipitaciones anuales entre 2.300 y 1.900 mm (Figura 1c) y valores de humedad relativa del 80% en los sectores costeros⁶⁹.

Las comunidades arbóreas de Chiloé corresponden al bosque norpatagónico⁷⁰ que en la actualidad se presenta muy degradado por la cercanía de poblados y predios agrícolas. Sin embargo aún es posible encontrar elementos exclusivamente valdivianos que dan origen a una interfase entre el bosque valdiviano y el norpatagónico⁷¹ pudiendo clasificarse como “Selva de Chiloé”, que difiere del bosque valdiviano principalmente por la desaparición del roble y la aparición del coigüe de Chiloé⁷².

La fauna de la Isla Grande de Chiloé incluye, entre otros, al zorro chilote (*Lycalopex fulvipes*), el monito del monte (*Dromiciops gliroides*) y el pudú (*Pudu pudu*)⁷³.

1.2.2. Isla Mocha

Se encuentra emplazada sobre la plataforma continental del océano Pacífico (38°S-73°O), 35 km al oeste de la desembocadura del río Tirúa (Figura 1a). Posee una superficie de 5.200 ha, con una extensión de 14 km y un ancho promedio de 6 km. Administrativamente pertenece a la Región del Biobío.

La isla se encuentra formada por un complejo de edad Miocénica y posee sectores con areniscas pleistocénicas y depósitos de grava cuaternarios. Dos cordones montañosos ubicados en la parte más alta recorren la isla con dirección N-S de manera que sus inclinadas pendientes dan lugar a una meseta de altura que alcanza 340 msnm. La parte más baja de la isla se encuentra integrada por la plataforma continental, mientras que la costa presenta un batimetimetría moderada con arrecifes y roqueríos.

⁶⁸ Niemeyer 1976.

⁶⁹ Di Castri y Hajek 1976; Valenzuela-Rojas y Schlatter 2004.

⁷⁰ Schmithüsen 1956 en Villagrán 1985.

⁷¹ Villagrán 1985.

⁷² Pisano 1965.

⁷³ Niemeyer 1976; Mella *et al.* 2002; Celis-Diez *et al.* 2011.

La isla presenta una importante red hídrica que se encuentra ramificada en función de la pendiente, siendo los principales el Estero Quebrada, Camino Nuevo, subcuenca entre los cerros Alemparte, de Los Inquilinos y subcuenca entre los cerros Los Bueyes y Ramiray. La cabecera de estos ríos se encuentra asociada a la presencia de un denso bosque que almacena las precipitaciones y humedad oceánica.

El clima es templado húmedo de carácter oceánico, aunque su posición latitudinal y cercanía con el continente permitirían catalogar su clima como mediterráneo perhúmedo. Las precipitaciones medias anuales alcanzan los 1.227 mm distribuyéndose a lo largo del año aunque el 60% de estas se produce durante los meses de invierno, observándose un leve periodo de sequía estival.

En las partes altas de la isla se presenta una vegetación arbórea similar al bosque higrófilo valdiviano con ausencia de robles (género *Nothofagus*). Este bosque incluye olivillo, arrayán, pitra (*Myrceugenia planipes*), luma (*Amomyrtus luma*), melí (*Amomyrtus meli*), laurel (*Laurelia sempervirens*), tepa, canelo (*Drimys winteri*), tiaca (*Caldcluvia paniculata*), lingue (*Persea lingue*), pillo-pillo (*Ovidia andina*), ulmo, sauco del diablo (*Raukaua laetevirens*) además de diferentes especies de arbustos acompañantes⁷⁴.

En las partes bajas de la isla se desarrolla el matorral esclerófilo degradado por la extracción de leña, compuesto por boldo, maqui, quebracho (*Senna stipulacea*), ortiga (*Loasa acanthifolia*), natre (*Solanum crispum*) y algunas chilcas o romerillos (*Baccharis* sp.). En los sectores más húmedos se encuentran el arrayán, arrayán macho (*Rhaphithamnus spinosus*), chilco (*Fuchsia magellanica*), pangué (*Gunnera tinctoria*), matico (*Buddleja globosa*) y helechos de varias especies.

La fauna nativa se encuentra representada por 102 especies de aves, como el cormorán guanay (*Leucocarbo bouganvillisi*), cormorán imperial (*Phalacrocorax atriceps*), el jote de cabeza colorada (*Cathartes aura*), pilpilén (*Haematopus palliatus*), zarapito (*Numenius phaeopus*) y gaviota dominicana (*Larus dominicanus*), entre otras; cuatro especies de anfibios: el sapo rojo (*Eupsophus roseus*), sapo de cuatro ojos (*Pleurodema thaul*), el sapito de anteojos (*Batrachyla taeniata*) y la ranita de Darwin; dos especies de reptiles: la lagartija de vientre azul (*Liolaemus cyanogaster*) y la culebra de cola corta (*Tachymenis peruviana*), y seis especies de mamíferos: ratoncito común, el ratoncito lanudo (*Abrothrix longipilis*), ratón de cola larga, ratón topo valdiviano (*Geoxus valdivianus*) y el pudú, además de una importante cantidad de especies introducidas⁷⁵.

1.2.3. Isla de Pascua

La Isla de Pascua o Rapa Nui se emplaza en el océano Pacífico (27°S;109°O) a 3.700 km del puerto de Caldera, siendo la isla habitada más occidental de Sudamérica y la más aislada de la Polinesia⁷⁶. Posee una singular configuración triangular (165 km²) y su parte central está compuesta por la confluencia de las vertientes de tres volcanes inactivos (Terevaka, Poike y Rano Kau) ubicados en los vértices de la isla. Administrativamente pertenece a la Región de Valparaíso.

⁷⁴ Le Quesne *et al.* 1999.

⁷⁵ Corporación Nacional Forestal (CONAF) 1998.

⁷⁶ Niemeyer 1989; Quintanilla 1983.

El suelo de origen volcánico posee una gran permeabilidad, por lo cual el agua se infiltra recargando el acuífero subterráneo; la tasa de erosión fluvial es mínima. En consecuencia, la morfología original de la isla se mantiene prácticamente intacta presentando grandes acantilados costeros que fluctúan entre 100 y 300 msnm, algunas bahías y la presencia de dos playas de arena (Anakena y Ovahe)⁷⁷.

Posee un clima marítimo subtropical, templado-cálido con temperaturas medias anuales que oscilan entre 15,5° y 27,3°C. La precipitación anual es de 1.126 mm y se distribuye a lo largo de todo el año, aunque existe una pequeña diferenciación estacional en la intensidad y duración de las mismas, con máximos entre junio y noviembre⁷⁸.

La vegetación actual de la Isla de Pascua presenta una diversidad ecológica extremadamente baja y un paisaje muy alterado con predominio de especies exóticas como consecuencia de una multiplicidad de factores naturales y antrópicos de carácter histórico y prehistórico. Una de las posibles causas de la desaparición de la vegetación nativa se asocia a la presión ejercida por los nativos, que la empleaban con fines domésticos y rituales, proceso que habría sido intensificado por la actividad ganadera de la segunda mitad del siglo XX⁷⁹. Actualmente la vegetación predominante (90%) es de tipo herbáceo-graminosa, destacando los géneros *Stipa* y *Nasella*. Las especies endémicas de la isla son nueve e incluyen a las poás mauku toa (*Paspalum forsterianum*), *Danthonia paschalis*, y heriki hare (*Axonopus paschalis*); cinco Pteridophytas agrupadas en tres especies de nehe nehe (*Asplenium polyodon* var. *Squamulosum*, *Diplazium fuenzalidae* y *Blechnum paschale*), y dos helechos genéricos (*Elaphoglossum skottsbergii* y *Polystichum fuentesi*)⁸⁰. El toromiro (*Sophora toromiro*) es otra de las especies endémicas pero que se encuentra extinta en su estado natural. Sin embargo aún existen algunos ejemplares en distintos herbarios y jardines botánicos del mundo, lo que supone la posibilidad de su reinserción.

Dentro de su fauna es posible encontrar tres especies de roedores introducidos involuntariamente: la rata de las acequias (*Rattus norvegicus*), rata de las casas (*Rattus rattus*) y laucha común (*Mus musculus*), que se constituyen como plaga a lo largo de toda la isla.

1.3. *Biota marina*

Considerando la gran extensión de la zona costera en el territorio nacional, su importancia como fuente de recursos para las sociedades, y que las grandes divisiones biogeográficas de la biota marina tienen patrones distintos a los encontrados en los ecosistemas terrestres, se ha considerado una sección aparte para esta materia, respetando sus divisiones naturales.

La biota marina asociada a los territorios continentales e insulares de Chile ha sido objeto de numerosos estudios biogeográficos⁸¹. Sin embargo, diferentes esquemas globales de clasificación biogeográfica no son del todo convergentes respecto del número y límites de las unidades biogeográficas existentes en Chile⁸², los cuales varían en función de los criterios de clasificación empleados. Por ejemplo, tanto el esquema de ecosistemas marinos mayores

⁷⁷ Corporación Nacional Forestal (CONAF) 1997b.

⁷⁸ Quintanilla 1983; Hajek y Espinoza 1987 en Corporación Nacional Forestal (CONAF) 1997b.

⁷⁹ Quintanilla 1983; Niemeyer 1989.

⁸⁰ Corporación Nacional Forestal (CONAF) 1997b.

⁸¹ Viviani 1979; Brattström y Johanssen 1983; Lancellotti y Vásquez 1999; Camus 2001; Spalding *et al.* 2007.

⁸² Longhurst 2006; Spalding *et al.* 2007; Miloslavich *et al.* 2011; Briggs y Bowen 2012.

como el de provincias biogeográficas de Longhurst reconocen una única unidad biogeográfica (denominada Ecosistema de la Corriente Humboldt y provincia Chilena, respectivamente) que abarcaría desde el norte de Perú hasta Tierra del Fuego⁸³. Otros esquemas reconocen la presencia de múltiples unidades biogeográficas menores anidadas dentro de unidades mayores a lo largo de la costa continental de Chile e insular⁸⁴. En este capítulo se sigue (con algunas modificaciones) el esquema general propuesto por Spalding y colaboradores⁸⁵, quienes reconocen la presencia de dos regiones y cuatro provincias para el territorio continental e insular de Chile⁸⁶ (Figura 2).

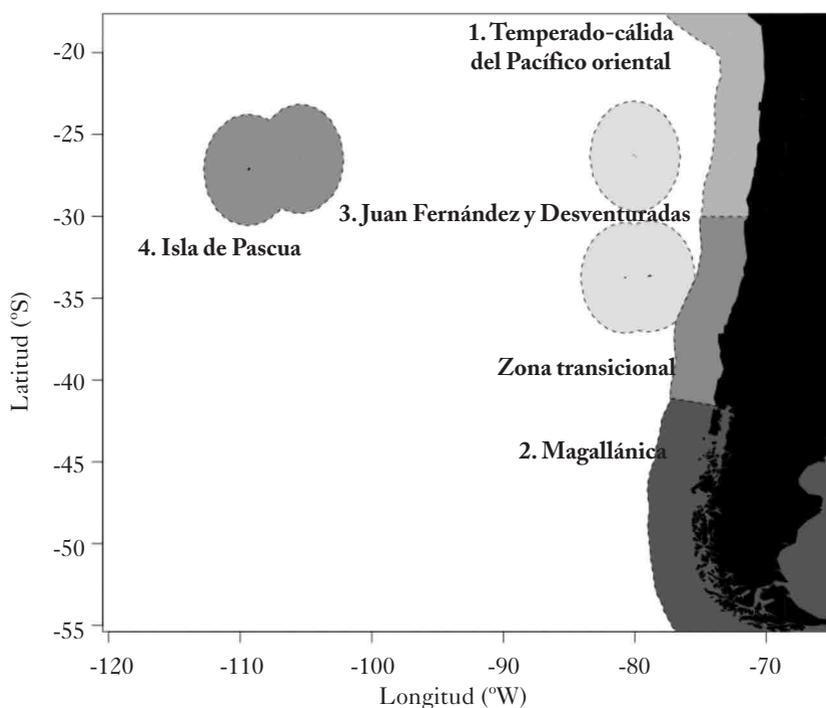


Figura 2. Provincias biogeográficas marinas en Chile continental e islas oceánicas. Modificado de Spalding *et al.* (2007).

1.3.1. Región Templada de Sudamérica

Esta región abarca las costas templadas del Pacífico y Atlántico de Sudamérica.

1.3.1.1. PROVINCIA TEMPERADO-CÁLIDA DEL PACÍFICO ORIENTAL

Abarca desde la zona de Paita, en el norte de Perú (3°S) hasta la isla de Chiloé (42°S). Desde el punto de vista oceanográfico esta provincia se caracteriza por su alta productividad primaria inducida por las celdas de surgencia costera, y por el efecto recurrente de los ciclos de El

⁸³ Longhurst 2006; Miloslavich *et al.* 2011.

⁸⁴ Camus 2001; Spalding *et al.* 2007; Briggs y Bowen 2012.

⁸⁵ Spalding *et al.* 2007.

⁸⁶ En esta sección haremos referencia solo a los sectores insulares habitados por grupos prehispánicos.

Niño-Oscilación del Sur⁸⁷. Históricamente, esta provincia ha recibido el nombre de Peruwana, o Peruano-Chilena. Spalding y colaboradores reconocen tres subunidades (ecorregiones) en la porción chilena de la provincia (Humboldtiana, Chile Central y Araucana), las que han sido validadas recientemente desde el punto de vista de sus condiciones oceanográficas⁸⁸. No obstante, otros autores plantean que el límite sur de esta provincia se situaría ca. 30°S⁸⁹, existiendo una extensa zona transicional entre los 30-42°S, caracterizada por el contacto de elementos de esta provincia con la provincia Magallánica (Figura 2).

El paisaje intermareal rocoso de esta provincia está caracterizado por la dominancia de doseles de grandes macroalgas pardas, como chascón del norte (*Lessonia berteroaana*, al norte de los 29°S) y chascón del sur (*L. spicata*, entre los 30-42°S)⁹⁰, y de cochayuyo (*Durvillaea antarctica*) en zonas más protegidas del oleaje. Niveles medios son típicamente dominados por mitílidos como el chorito maico (*Brachidontes purpuratus*), chorito negro (*Semimytilus algosus*), cholga (*Aulacomya ater*) y choro zapato (*Choromytilus chorus*), por picorocos (*Jhelius cirratus*, *Nothochthamalus scabrosus*) y algas como luga-luga (*Mazzaella laminaroides*) y luce (*Porphyra* spp.)⁹¹. Otros grupos dominantes del intermareal de esta provincia son gastrópodos como lapas (*Fissurella limbata*, *F. crassa*, *F. máxima*, *F. costata* y *F. picta*)⁹², chitones (*Chiton granosus*, *Acanthopleura echinata*) y sombreritos de los géneros *Scurria* y *Lottia* (*S. viridula*, *S. ceciliana*, *S. Scurria*, *S. zebrina* y *L. orbigny*)⁹³, así como crustáceos incluyendo jaibas, cangrejos y camarones. La riqueza del intermareal se incrementa con mantos de piure (*Pyura praeputialis*)⁹⁴ y cojines de algas como la chasca (*Gelidium* spp.)⁹⁵; y con los peces que habitan las pozas como el pejesapo (*Sicyases sanguineus*) y baunco (*Doydixodon laevisfrons*).

En la playa, por otra parte, convive un gran número de invertebrados enterrados en la arena, donde también aparecen las jaibas de diversas especies, isópodos de mar y bivalvos como la almeja (*Ameginomya antiqua*), la macha (*Mesodesma donacium*) y navajuela (*Tagelus dombeyii*), todos los cuales tienen importancia alimenticia y comercial para grupos humanos pasados y presentes⁹⁶.

El paisaje del submareal rocoso está dominado por bosques de huiros (*L. trabeculata* en ambientes expuestos y *Macrocystis pyrifera* en ambientes protegidos)⁹⁷, los que estructuran las comunidades proveyendo de alimento y refugio para una gran riqueza de especies de invertebrados y peces⁹⁸. Las especies de mayor importancia como recurso alimenticio en estos ambientes son el loco (*Concholepas concholepas*), erizo rojo (*Loxechinus albus*), erizo negro (*Tetrapyrgus niger*), caracol negro (*Tegula tridentata*, *Tegula atra*) y el piure (*Pyura chilensis*). Más de 20 especies de peces habitan en estos sistemas y las aguas oceánicas, destacando por su relevancia en la dieta humana el jurel (*Trachurus symmetricus*), bilagay (*Cheilodactylus variegatus*), jerguilla (*Aplodactylus punctatus*), baunco (*Girella laevisfrons*) y rollizo (*Pinguipes chilensis*), cor-

⁸⁷ Strub *et al.* 1998; Thiel *et al.* 2007.

⁸⁸ Rivadeneira, Vargas, Ulloa y Hudson 2011; Belanger *et al.* 2012.

⁸⁹ Camus 2001; Thiel *et al.* 2007; Huovinen y Gómez 2012.

⁹⁰ González *et al.* 2012.

⁹¹ Guiler 1959; Santelices 1990.

⁹² McLean 1984.

⁹³ Espoz *et al.* 2004.

⁹⁴ Cerda y Castilla 2001.

⁹⁵ Kelaher *et al.* 2007.

⁹⁶ Quintanilla 1983.

⁹⁷ Vásquez y Buschmann 1997; Macaya y Zuccarello 2010.

⁹⁸ Pérez-Matus *et al.* 2008; Villegas *et al.* 2008.

vinas (*Cilus gilberti* y otros scienidos), congrios (*Genypterus chilensis*, *Genypterus maculatus*), lenguados (*Paralichthys microps* e *Hippoglossina macrops*) y merluza (*Merluccius gayi*), entre otros. Es importante destacar grandes peces pelágicos de las costas del Pacífico que han sido cazados por los grupos costeros desde el Holoceno Medio, como tiburones (*Galeorhinus galeus* y *Notorynchus cepedianus*), albacora o pez espada (*Xiphias gladius*) y marlín (*Istiophoridae*)⁹⁹, además de varios mamíferos como el lobo de mar común (*Otaria flavescens*)¹⁰⁰ y chungungo (*Lontra felina*)¹⁰¹, ambos apetecidos por su piel y la grasa del lobo.

En el sustrato arenoso destaca el ostión del norte (*Argopecten purpuratus*) con distribución entre Payta (Perú) y Coquimbo. Por otra parte, es importante destacar que en las cadenas tróficas marinas participa la fauna avícola. Los cardúmenes de anchovetas (*Engraulis ringens*) y de sardinas (*Sardinops sagax*) predominan en el norte debido a la riqueza del plancton marino de carácter tropical, lo cual a su vez hace posible la alimentación de gran diversidad de aves que habitan en grandes bandadas los acantilados costeros. Entre ellas destacan el alcazaz (*Pelecanus* sp.), el pelícano (*Pelecanus thagus*), el piquero (*Sula dactylatra*), el cormorán o pato guanay (*Phalacrocorax* sp.), el pilpilén negro (*Haematopus ater*), el chorlo de las rompien-tes (*Aphriza virgata*) y la golondrina de mar con vientre blanco (*Fregetta grallaria*), los cuales son importantes en la formación de guano o depósitos de excrementos de gran potencial fertilizante. También aparece el pájaro niño o pingüino de Humboldt (*Spheniscus humboldti*), especie endémica de la corriente que le da su nombre. En las playas se encuentran la gaviota garuna (*Larus modestus*), el pilpilén (*Haematopus palliatus*), el playero blanco (*Calidris alba*) y el zarapito (*Numenius phaeopus*), estos últimos dos provenientes del hemisferio norte durante el verano¹⁰².

1.3.1.2. PROVINCIA MAGALLÁNICA

Esta provincia cubre desde los 42°S a los 55°S, y en el Atlántico se extiende hasta Península Valdés, ca. 41°S (Figura 2). La compleja configuración de la costa refleja avances y retrocesos de armadas glaciares durante el Cuaternario¹⁰³. Se estima que durante el último máximo glacial los lóbulos de hielo cubrieron toda la región, extendiéndose hasta la costa expuesta del Pacífico¹⁰⁴. Se ha planteado que la alta riqueza de especies de varios grupos marinos, incluyendo moluscos y crustáceos, podría ser explicada por las mayores oportunidades de diversificación inducidas por los cambios geomorfológicos del Cuaternario¹⁰⁵. De hecho, Häussermann y Försterra¹⁰⁶ documentan la presencia de más de 4.300 especies de animales, desde esponjas a peces. La alta diversidad de especies se asocia con el fenómeno de “emergencia de aguas profundas”, en el que especies típicamente de este hábitat viven inusualmente a profundidades muy someras¹⁰⁷, lo que determina una mayor diversidad de formas submareales por sobre formas intermareales¹⁰⁸. Al mismo tiempo, la intrincada geomorfología

⁹⁹ Olgún *et al.* 2014.

¹⁰⁰ Sepúlveda *et al.* 2011.

¹⁰¹ Sielfeld y Castilla 1999.

¹⁰² Quintanilla 1983.

¹⁰³ Försterra 2009.

¹⁰⁴ McCulloch *et al.* 2000.

¹⁰⁵ Kiel y Nielsen 2010; Rivadeneira, Thiel, González y Haye 2011.

¹⁰⁶ Häussermann 2006; Försterra 2009.

¹⁰⁷ Försterra 2009.

¹⁰⁸ Brattström y Johansen 1983; Rivadeneira, Thiel, González y Haye 2011.

determina la existencia de una fuerte heterogeneidad espacial en las condiciones oceanográficas, la que en último término induciría la existencia de varias subunidades biogeográficas dentro de la provincia. Se ha descrito la presencia de al menos tres zonas, separadas en torno a la Península de Taitao (46-47°S) y paralelo a la entrada del estrecho de Magallanes (52-53°S)¹⁰⁹.

Además de una marcada subdivisión latitudinal, la provincia también exhibe un claro contraste este-oeste en las condiciones oceanográficas que determina cambios en la composición de las especies¹¹⁰. Las comunidades de algas en la zona costera más occidental están dominadas por *D. antarctica* y *L. nigrescens*, acompañadas de otras de los géneros *Mazzaella* y *Enteromorpha*. En las zonas de canales, típicamente de baja energía y salinidades intermedias, predominan extensos bosques de *M. pyrifera*, que albergan a una rica diversidad de formas. El erizo rojo y el caracol negro (*T. atra*) son los principales herbívoros pastoreadores en esta zona¹¹¹. En contraste, la macrofauna de la zona de fiordos interiores, una zona de bajas salinidades y prevalencia de sedimentos limosos, es mucho más empobrecida en términos de biomasa y diversidad¹¹².

En el archipiélago magallánico fueguino¹¹³ la flora más característica del intermareal y submareal está compuesta por el huero (*M. Pyrifera*) que genera un nicho muy favorable para la fauna marina. Entre los peces de este nicho el que alcanza mayor tamaño es el róballo (*Eleginops maclovinus*) que habita cercano a las desembocaduras de ríos, ya que doraditos (*Paranotothenia magellanica*) y lorchos (*Patagonotothen tessellata*) no superan los 200 grs. Se encuentran también extensos bancos de choros (*Mytilus edulis*), choritos (*Perumytilus purpuratus*) y de cholgas (*Aulacomya ater*). Estas últimas también habitan en profundidades mayores junto con almejas (*Eurhomalea exalbida*), ostiones (*Chlamys vitrea*), crustáceos (*Lithodes santolla*, *Paralomis granulosa*), chitones (*Callochiton puniceus*) y erizos rojos. En aguas pelágicas vive una variedad de peces; algunos se acercan a la orilla, como la merluza de cola (*Macruronus magellanicus*), sierra (*Thyrssites atun*) y sardinas (*Clupeidae* sp.); otros generalmente se mantienen en profundidades mayores, como brótolas (*Salilota australis*), congrios (*Genypterus blacodes*) y varias especies de rayas.

Además de estos grupos, son relevantes como recursos los lobos marinos de un pelo (*Otaria flavescens*) y de dos pelos (*Arctocephalus australis*), y las nutrias (*Lontra felina* y *Lontra provocax*). Por último, se debe destacar el grupo de aves marinas: petreles (*Macronectes giganteus*, *Holobaena caerulea*, *Fulmarus glacialis*) y albatros (*Diomedea exulans*, *D. crhyssostoma* y *D. melanophrys*), cormoranes (*Phalacrocorax magellanicus*, *P. albiventer* y *P. olivaceus*), gaviotas (*Larus* sp.) y pingüinos (*Spheniscus magellanicus* y *Eudyptes chrysocome*).

1.3.2. Región del Indo-Pacífico Oriental

La región Indo-Pacífica oriental, con las Islas de Pascua y Salas y Gómez, conforman una provincia biogeográfica conjunta¹¹⁴ (Figura 2). Debido a sus condiciones subtropicales la biota

¹⁰⁹ Sielfeld y Vargas 1999; Häussermann y Försterra 2005; Häussermann 2006; Försterra 2009.

¹¹⁰ Försterra 2009.

¹¹¹ Vásquez y Buschmann 1997.

¹¹² Thatje y Mutschke 1999; Ríos *et al.* 2005; Försterra 2009.

¹¹³ Esta descripción está basada en los datos del capítulo "Paleoambiente y variabilidad ecológica del canal Beagle" en Zangrando 2009.

¹¹⁴ Rehder 1980; Friedlander *et al.* 2013.

de esta región muestra claras afinidades con el Indo-Pacífico y sin mayor relación con la biota de Chile continental¹¹⁵. El extremo aislamiento geográfico de la isla parece ser el responsable del alto grado de endemismo observado en diversos grupos taxonómicos, incluyendo algas¹¹⁶, moluscos¹¹⁷, y peces¹¹⁸.

Dadas las condiciones climáticas y oceanográficas subtropicales los hábitats marinos bentónicos presentan una estructura comunitaria radicalmente diferente a lo observado en las otras provincias. Si bien las macroalgas son notablemente diversas, estas en general son formas bajas de tipo cojinetes. Una de las especies de macroalga más común es el sargazo (*Sargassum obtusifolium*), la que junto a otras especies habita el litoral de Isla de Pascua (*Cladophora socialis*, *Giffordia duchassaingianus*, *Hypnea esperi*, *Zonaria stipitata* y *Lobophora variegata*). La zona intermareal es dominada por distintas clases de invertebrados, incluyendo caracoles (*Echinolittorina pascua*, *Nerita morio*, y *N. lirelata* y *Planaxis aduana*), cirripedios (*Rehderella belyaevi*), crustáceos decápodos (*Cyclograpsus longipes*), ofiuroides (*Ophiocoma dentata*), corales (e.g. el coral estrellado liso, *Porites lobata*) y el erizo o hatuke (*Echinometra insularis*), entre otros. Entre los invertebrados móviles más comunes del submareal destacan el erizo negro de espinas largas (*Diadema savigny*), el caracol come-coral (*Coralliophila violacea*) y el caracol vermético (*Dendropoma platypus*). La langosta de Isla de Pascua (*Palinurus pascuensis*), otrora común y representativa de la fauna de la región, es rara en la actualidad. Dentro de los peces destacan el nanue (*Kyphosus sandwicensis*), el tiburón de Galápagos (*Carcharhinus galapagensis*), la castañeta (*Chromis randalli*) y la damisela o mamata (*Chrysiptera rapanui*) por su alta dominancia.

Esporádicamente aparecen en la isla la tortuga amarilla (*Chelonia japonica*), cuya carne es comestible; la tortuga verde (*Chelonia mydas agassizii*) y la tortuga carey (*Eretmochelys imbricata*). Las aves que han sido descritas corresponden a doce especies, de las que destacan: fardella de las islas Christmas (*Ruffinus nativitatis*), ave fragata (*Fregata minor*), ave del trópico (*Phaethon rubricauda*), gaviotín apizarrado (*Onychoprion fuscatus luctuosa*) y gaviotín pascuense (*Onychoprion lunatus*), estos últimos conocidos con el nombre “manutara”¹¹⁹.

2. Dinámica paleoambiental y paleoclimática

La dinámica paleoambiental y paleoclimática de Chile se presenta considerando divisiones geográficas distintas a las utilizadas en la sección anterior, para una mejor comprensión de los antecedentes disponibles. Así, se ha dividido el país, en algunos casos, en zonas cercanas pero no idénticas, y en otros casos se han agrupado las zonas geográficas de manera distinta a las de la primera sección. El marco temporal (~18.000 años a.p. al presente) fue establecido en función del término del Último Máximo Glacial (UMG), momento en el cual las grandes masas de hielo comienzan a retroceder dando lugar a la evolución de los ambientes que conocemos en la actualidad. La historia paleoambiental y paleoclimática descrita aquí para todo Chile se ha centrado principalmente en información derivada de registros polínicos

¹¹⁵ Rehder 1980; Santelices y Abbott 1987; Moyano 1991, 2005; Retamal y Moyano 2010.

¹¹⁶ Santelices y Abbott 1987.

¹¹⁷ Rehder 1980.

¹¹⁸ Friedlander *et al.* 2013.

¹¹⁹ Quintanilla 1983.

pero complementados con otro tipo de registros e indicadores paleoambientales (Figura 3). De esta manera las distintas escalas de análisis, tipos de indicadores y sitios de estudios pueden generar algún grado de diferencia en las inferencias paleoambientales entre un estudio y otro. Considerando esta situación hemos querido mostrar inicialmente una visión general y luego los detalles y matices que se pueden dar dentro de cada área geográfica. Los fechados radiocarbónicos discutidos aquí fueron calibrados y se expresan en años antes del presente (años a.p.).

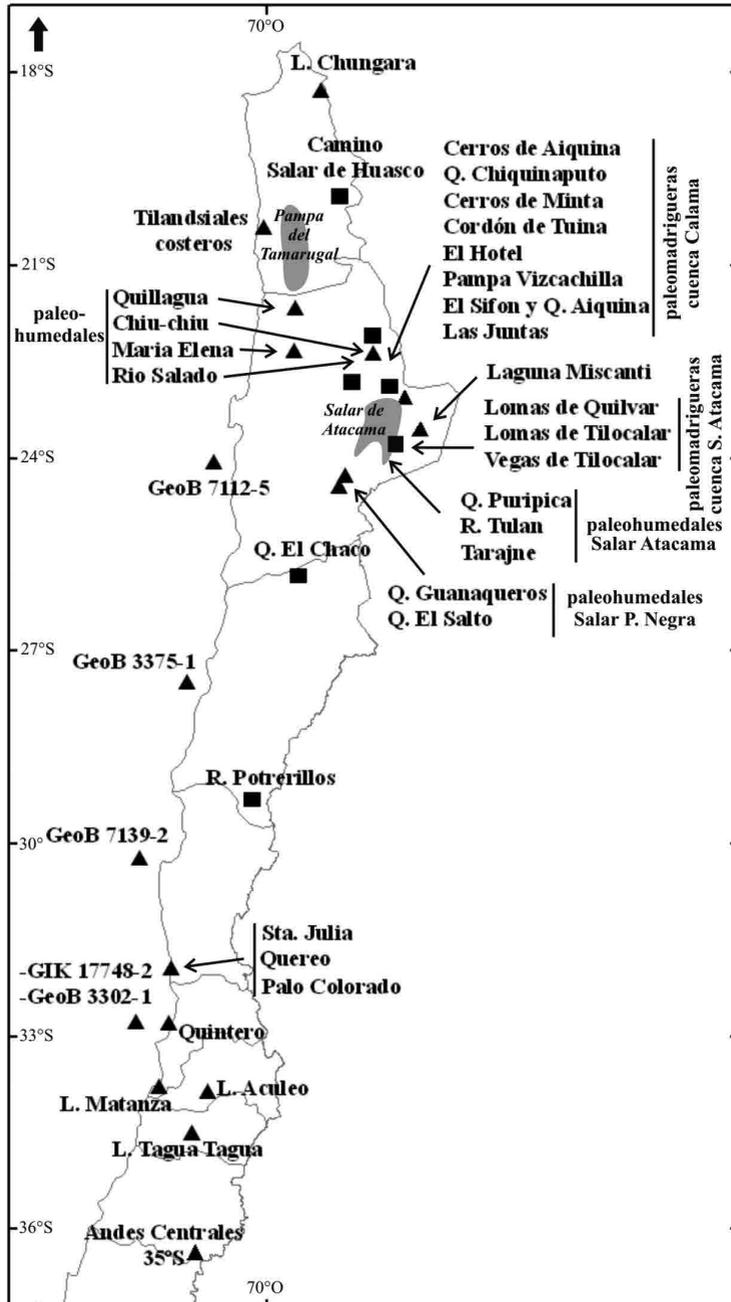


Figura 3. Mapa de Chile mostrando las divisiones del territorio y los sitios incluidos en la reconstrucción de la dinámica paleoambiental y paleoclimática.

Continuación Figura 3.

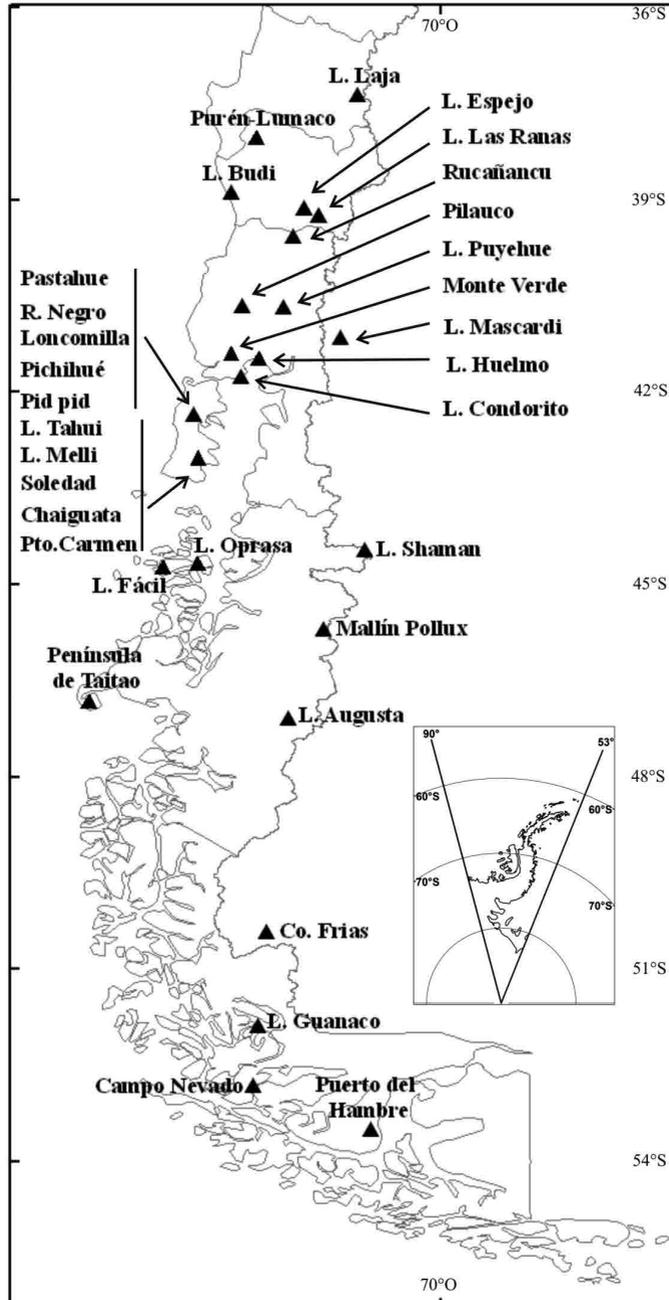


Figura 3. Mapa de Chile mostrando las divisiones del territorio y los sitios incluidos en la reconstrucción de la dinámica paleoambiental y paleoclimática.

2.1. Norte Grande (18-26°S)

La zona norte del país, la más árida, recibe su mayor aporte hídrico de las lluvias originadas en los Vientos del Este, provenientes de la cuenca amazónica, las que solamente en verano alcanzan estas latitudes. Se concentran en la zona altiplánica con un gradiente decreciente de

norte a sur, alimentando los ríos que llegan al mar en la Región de Arica-Parinacota y el Loa en la Región de Antofagasta, y las cuencas endorreicas o que solo se activan estacionalmente en la época de lluvias. De esta manera, los cambios climáticos ocurridos en el pasado en esta región están asociados principalmente a este sistema climático

En el Norte Grande de Chile diversos estudios han mostrado una serie de variaciones en el clima durante el Pleistoceno Tardío y Holoceno (Figura 4). Desde el término de la última glaciación hasta comienzos del Holoceno las condiciones ambientales fueron de mayor humedad que las de hoy en la zona andina, con presencia de niveles lacustres más elevados que en la actualidad tanto en los lagos como en salares (muchos de los actuales salares en otros momentos fueron lagos), vertientes activas en zonas donde hoy no existen, y vegetación andina más abundante y alcanzando cotas inferiores a las presentes. Así mismo, las tierras bajas como la Pampa del Tamarugal, habrían presentado una mayor cantidad de cursos de agua, probablemente de carácter perenne. Luego, en torno a los 9.500 años a.p., las condiciones se habrían tornado más áridas, con valores máximos de aridez entre 9.000-7.000 años a.p.; desde este momento hasta los 4.000 a 3.000 años a.p. el clima habría sido más árido que el presente, con una reversión hacia condiciones menos áridas, similares a las actuales, entre aproximadamente 6.000-5.200 años a.p. La tendencia hacia estas condiciones climáticas posterior a la fase árida del Holoceno Medio habría ocurrido de forma gradual y con ciertos matices entre distintas regiones de la zona norte del país. Así, el Holoceno Tardío habría estado caracterizado por condiciones climáticas similares a las imperantes hoy en día, con un pulso de humedad entre 2.500-700 años a.p., el cual posiblemente tuvo su mayor expresión en torno a los 2.000 y 1.000 años a.p.

En efecto, los registros lacustres de laguna Miscanti y salar de Uyuni⁽¹²⁰⁾, registros de restos vegetales en depósitos de roedores y registros de paleoverdientes⁽¹²¹⁾ del Norte Grande sugieren condiciones mucho más húmedas que las actuales entre 17.500-14.000 y 12.700-9.500 años a.p., con altos niveles lacustres en la mayoría de los actuales salares y lagos del Altiplano (Figura 4). Este periodo de condiciones más húmedas habría presentado dos fases principales, las que se han denominado fase Tauca (entre ~18.000-14.000 años a.p.) y fase Coipasa (entre ~13.000-11.000 años a.p.) con aumento de los niveles lacustres en la cuenca de Uyuni del orden de 140 y 55 m para las fases Tauca y Coipasa, respectivamente⁽¹²²⁾, niveles que han dejado sus marcas y son posibles de observar en muchas de las cuencas del lado chileno.

Para estas fases también se ha registrado la presencia de vertientes activas en las cuencas del salar de Atacama y de Punta Negra, sugiriendo niveles freáticos más altos que los actuales⁽¹²³⁾ (Figura 4). Además, recambios en los ensambles de macrorrestos vegetales y polen sugieren un descenso en los pisos más altos de vegetación (subnival y pajonal) en magnitudes máximas del orden de 1.000 metros respecto a su ubicación actual, así como la expansión de taxones del tolar y anuales de verano en el desierto absoluto⁽¹²⁴⁾ asociados a montos de precipitaciones hasta del doble que en la actualidad⁽¹²⁵⁾ para las cuencas de Calama (22°30'S; Figuras 3 y 4), del salar de Atacama (23°30'S; Figuras 2 y 3) y más al sur en quebrada del Chaco (25°30'S; Figuras 3 y 4).

¹²⁰ Grosjean *et al.* 2001; Sylvestre *et al.* 1999.

¹²¹ Betancourt *et al.* 2000; Latorre *et al.* 2006; Maldonado *et al.* 2005; Quade *et al.* 2008.

¹²² Placzek *et al.* 2009.

¹²³ Betancourt *et al.* 2000; Quade *et al.* 2008.

¹²⁴ Betancourt *et al.* 2000; Latorre *et al.* 2002, 2006; Maldonado *et al.* 2005; Quade *et al.* 2008.

¹²⁵ Latorre *et al.* 2006.

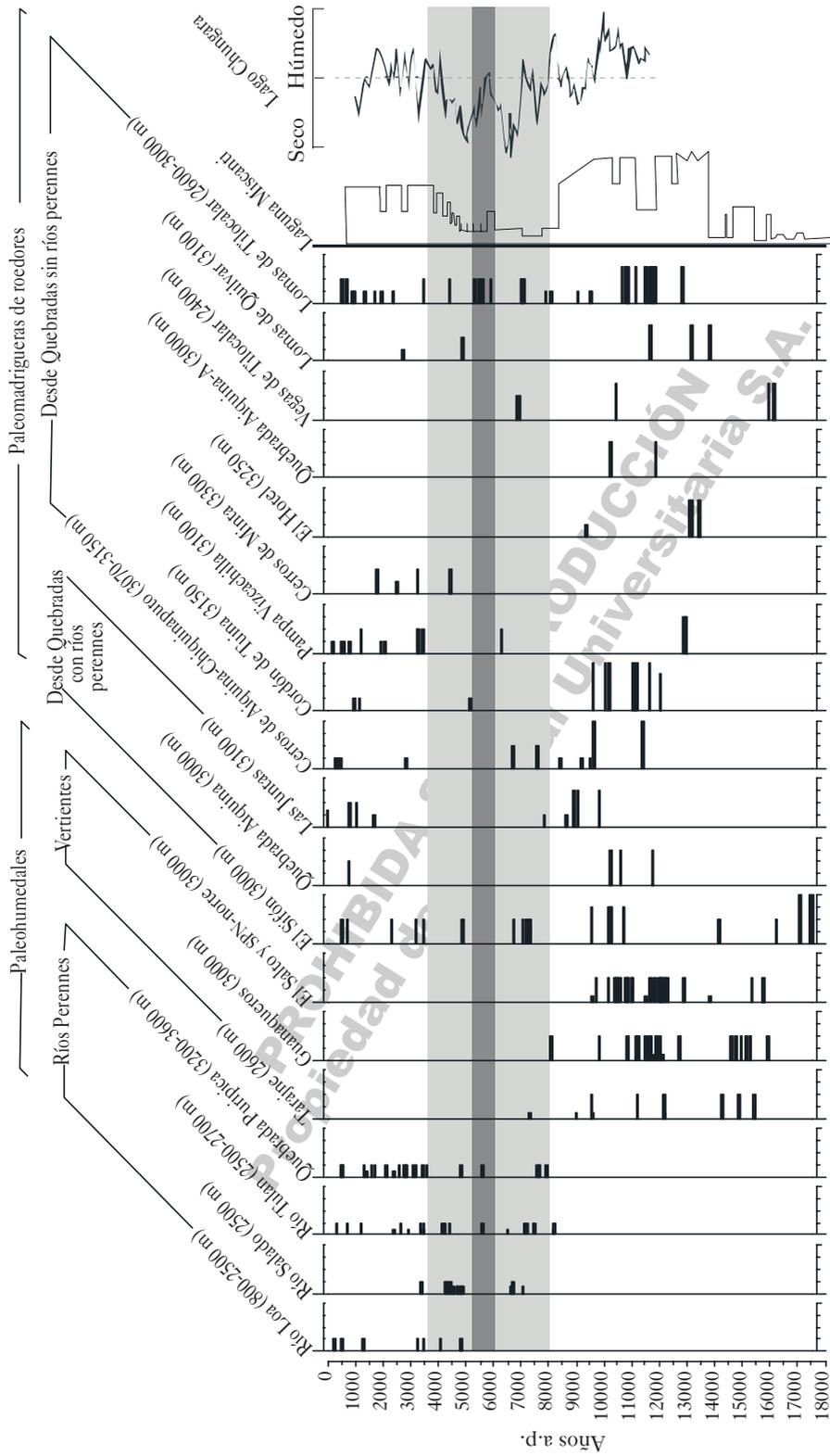


Figura 4. Registros de depósitos de paleohumedales, paleomadrugueras de roedores, niveles lacustres de la laguna Miscanti (Grosjean et al. 2001) y reconstrucción de humedad a partir de indicadores sedimentológicos del lago Chungara (Pueyo et al. 2011) en el Norte Grande de 18.000 años a.p. al presente. El eje X representa una estimación cualitativa de humedad entre 1 y 4 para los depósitos de vertientes y entre 1 y 4 para los registros de paleomadrugueras en función de la interpretación de cada autor (Latorre et al. 2002, 2003, 2006; Quade et al. 2008; Rech et al. 2002, 2003). La banda gris claro muestra la fase árida del Holoceno Medio mientras que la gris oscura los máximos de humedad más importantes dentro de este periodo.

Por otra parte, en el extremo norte el registro de sedimentos del lago Chungara (18°S; Figura 3) sugiere condiciones relativamente húmedas desde los 14.000 años a.p. y hasta el final del Pleistoceno (Figura 4)¹²⁶. Así mismo, en sectores más bajos a los 21°S (Pampa del Tamarugal; Figura 2), los registros de terrazas fluviales sugieren presencia de ríos perennes entre 17.600 y 13.700 años a.p. y entre 12.100-11.400 años a.p. en concordancia con las fases Tauca y Coipasa¹²⁷.

Durante el Holoceno Temprano ocurrió el paso desde condiciones más húmedas que las actuales a condiciones de extrema aridez, y aunque la fecha en que se da este cambio varía de un lugar a otro, estaría en torno a 9.500 años a.p. (Figura 4)¹²⁸. El máximo de aridez de todo el Holoceno se habría dado en torno a 9.000-7.000 años a.p. de acuerdo con los niveles de la laguna Miscanti (Figura 4)¹²⁹.

El término de esta fase de mayor aridez que la actual ha sido motivo de discusión en la literatura científica¹³⁰. Por un lado, los registros de sedimentos en depósitos de vertientes y quebradas así como los macrorrestos vegetales obtenidos en paleomadrigueras de roedores de la cuenca del salar de Atacama (Figuras 3 y 4) sugieren que esta fase árida habría terminado en torno a 8.000-7.000 años a.p.¹³¹. Por otro lado, los registros de sedimentos en lagos del altiplano y del salar de Atacama así como depósitos de sedimentos en quebradas sugieren que esta fase árida habría culminado en torno a 4.000-3.000 años a.p., con un periodo de algo mayor humedad en torno a 6.000-5.000 años a.p. (Figura 4)¹³².

Nuestra opinión al respecto concuerda en mayor medida con la última hipótesis. En efecto, los registros de macrorrestos vegetales obtenidos desde depósitos de roedores muestran en la mayoría de los casos indicadores de mayor humedad, aunque estos son escasos y dispersos a lo largo de este periodo (Figura 4). La excepción la constituye el registro de Lomas de Tilocalar (Figura 2), el cual muestra una concentración de madrigueras con indicadores de mayor humedad (*Junellia*, *Krameria* y *Echinopsis*) entre 6.000-5.200 años a.p. (Figura 4)¹³³. Por otro lado, en los registros sedimentarios de quebradas y vertientes, a partir de los cuales se han inferido niveles freáticos más altos que los actuales, los sedimentos del Pleistoceno corresponden a depósitos de paleovertientes mientras que los del Holoceno, y particularmente los del periodo en cuestión, corresponden a depósitos de ríos perennes (Figura 4)¹³⁴. Estos podrían haber depositado sedimentos en momentos de menor flujo de agua, más que haber depositado sedimentos asociados a un aumento del nivel freático regional.

Por otra parte, el pulso húmedo registrado en los sedimentos lacustres (laguna Miscanti, salar de Atacama y lago Chungara; Figura 4) durante el Holoceno Medio podría ser mejor acotado temporalmente con la cronología de paleomadrigueras de Lomas de Tilocalar, las que no tienen problemas de efecto reservorio en los fechados radiocarbónicos como ocurre en los sedimentos de lagos, permitiendo precisar este periodo entre 6.000-5.200 años a.p (Figura 4).

¹²⁶ Moreno *et al.* 2007; Pueyo *et al.* 2011.

¹²⁷ Gayó, Latorre, Jordan, Nester, Estay, Ojeda y Santoro 2012; Nester *et al.* 2007.

¹²⁸ Betancourt *et al.* 2000; Grosjean *et al.* 2003; Latorre *et al.* 2006; Maldonado *et al.* 2005.

¹²⁹ Grosjean *et al.* 2001.

¹³⁰ Grosjean 2001; Quade *et al.* 2001.

¹³¹ Betancourt *et al.* 2000; Latorre *et al.* 2003; Rech *et al.* 2002.

¹³² Bobst *et al.* 2001; Grosjean 2001; Grosjean *et al.* 2001; Pueyo *et al.* 2011.

¹³³ Latorre *et al.* 2003.

¹³⁴ Quade *et al.* 2001; Rech *et al.* 2002, 2003.

Desde 5.200 años a.p. al presente los registros lacustres (laguna Miscanti, salar de Atacama y lago Chungara; Figura 4) sugieren que las condiciones ambientales habrían permanecido áridas hasta 4.000-3.000 años a.p., momento en el cual habría ocurrido una recuperación gradual y con alta variabilidad en los montos de humedad hasta condiciones similares a las actuales en torno a los 3.000 años a.p.¹³⁵.

Aunque de menor intensidad, otros registros muestran ciertos cambios durante el Holoceno Tardío. Así, los registros de paleomadrigueras en las cuencas de Calama y del salar de Atacama (Figuras 3 y 4) muestran una serie de variaciones en la abundancia de taxones, indicadores de mayor o menor humedad, sin un patrón común muy claro. Durante los últimos 2.000 años a.p. aparece una tendencia relativamente común de aumento de humedad en las madrigueras de la cuenca de Calama entre 1.700-1.000 años a.p.¹³⁶, quebrada del Chaco entre 1.500-600 años a.p.¹³⁷ y en las madrigueras de Lomas de Tilocalar con dos pulsos indicadores de mayor humedad en torno a 1.000 y 500 años a.p. (Figura 4)¹³⁸. De esta manera es posible que un pulso de mayor humedad haya ocurrido al menos desde 1.700 años a.p. y solo fuese lo suficientemente intenso para ser registrado en la parte sur de la cuenca del salar de Atacama (la parte más árida de esta región) a partir de 1.500 años a.p.

Concordantemente, registros de paleomadrigueras de roedores en la prepuna de la Región de Tarapacá (Camino Salar del Huasco; Figura 3)¹³⁹ y de utilización de canales de cultivos en la Pampa del Tamarugal (Figura 3)¹⁴⁰ sugieren un aumento de humedad al menos a partir de 2.200 años a.p., que se habría mantenido hasta cerca de 700 años a.p., como lo corroboran también estudios estratigráficos en la Pampa del Tamarugal para el periodo entre 1.070-700 años a.p.¹⁴¹.

En la costa son escasos los registros paleoambientales disponibles y la mayoría se asocia a temperaturas superficiales del mar. Así, un registro de sedimentos marinos de los últimos 19.000 años a.p. muestreado a 2.500 m de profundidad frente a las costas de Antofagasta (24°S; GeoB 7112-5; Figura 3) muestra que la mayor productividad biológica (foraminíferos planctónicos y fitoplancton silicio) y mayor intensidad de surgencias ocurrieron entre 19.000 y 16.000 años a.p. Luego, el registro sugiere una tendencia hacia una menor productividad y menor intensidad de surgencias hasta 13.000 años a.p., llegando a valores mínimos entre 13.000-4.000 años a.p. y posteriormente un aumento de la surgencia y la productividad biológica. Los periodos de mayor productividad podrían estar asociados a una compresión o desplazamiento al norte del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sureste¹⁴².

En contraposición, registros costeros obtenidos a partir de conchas de moluscos de sitios arqueológicos sugieren que durante el Holoceno Medio las temperaturas superficiales del mar en la costa fueron del orden de 1-4°C inferiores a las actuales como resultado de una mayor intensidad del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sureste, una corriente chileno-peruana fortalecida y un incremento de la surgencia costera¹⁴³. De igual manera, cambios en el efecto

¹³⁵ Grosjean *et al.* 2003.

¹³⁶ Latorre *et al.* 2003.

¹³⁷ Maldonado *et al.* 2005.

¹³⁸ Latorre *et al.* 2002.

¹³⁹ Maldonado y Uribe 2011.

¹⁴⁰ Gayó, Latorre, Santoro, Maldonado y Pol-Holz 2012.

¹⁴¹ Gayó, Latorre, Jordan, Nester, Estay, Ojeda y Santoro 2012; Nester *et al.* 2007.

¹⁴² Mohtadi *et al.* 2004.

¹⁴³ Carré *et al.* 2012.

reservorio marino en las costas del Norte Grande sugieren también un anticiclón robustecido y una intensificación de la surgencia costera entre 10.400-6.840 años a.p., mientras que entre 5.180-1.160 años a.p. ocurriría una mayor influencia de aguas subtropicales y debilitamiento de la surgencia costera¹⁴⁴.

Por último, en las laderas de la cordillera de la Costa (~21°30'S; Figura 3) la estratigrafía en depósitos de claveles del aire muertos (*Tillandsia landbeckii*) sugieren que en torno a 3.200 años a.p. y entre 2.400-1.200 años a.p. hubo un mayor aporte de humedad proveniente de las neblinas costeras¹⁴⁵.

2.2. Norte Chico (26-32°S) y Chile Central (32-38°S)

Las zonas del Norte Chico y Chile Central corresponden a la transición climática entre el desierto de Atacama, con lluvias predominantemente provenientes de la vertiente amazónica y la zona templada con lluvias exclusivamente provenientes del Cinturón de Vientos del Oeste. Así, el Norte Chico recibe precipitaciones, exclusivamente durante el invierno y de manera decreciente de sur a norte; sin embargo en la alta cordillera es posible registrar precipitaciones durante el verano provenientes de los Vientos del Este. Así mismo, en Chile Central las precipitaciones provienen del Cinturón de Vientos del Oeste y se concentran durante el invierno, existiendo un aporte progresivo durante el resto del año hacia el sur. De esta manera los cambios en el clima del pasado en estas zonas están asociados mayoritariamente a variaciones en la posición e intensidad del Cinturón de Vientos del Oeste.

En términos generales el final del Pleistoceno (aproximadamente 11.500 años a.p.) en esta zona está caracterizado por condiciones ambientales más frías y húmedas que las presentes, las que fueron cambiando gradualmente, aunque con cierta variabilidad a escala de centurias, hacia condiciones similares a las actuales en el Holoceno Temprano. Posteriormente, a partir de ca 8.500 años a.p., se registra la fase más árida del Holoceno, la que habría terminado de manera gradual entre 6.200 y 4.500 años a.p. Luego las condiciones ambientales habrían tendido hacia las condiciones imperantes hoy, aunque de igual manera que durante el Holoceno Temprano con cierta variabilidad, con fases relativamente más secas y otras más húmedas, las que difieren en magnitud y rango temporal entre algunos registros. Sin embargo, es posible encontrar ciertos patrones dentro de los que destacan una fase relativamente más húmeda iniciándose en torno a ~2.000 años a.p., una fase relativamente seca entre ~1.300-700 años a.p y una fase relativamente húmeda entre ~650-150 años a.p., estas últimas dos asociadas a la Anomalía Climática Medieval y Pequeña Edad del Hielo respectivamente.

Así, en el Norte Chico y Chile Central los registros sedimentarios que cubren el final del Pleistoceno corresponden al registro polínico y sedimentológico de laguna Tagua Tagua (34°30'S) y tres registros marinos ubicados a los 33°45'S, a los 30°12'S y a los 27°30'S (Figuras 3 y 5). Todos estos registros permiten interpretar condiciones más húmedas y frías que las actuales durante el Último Máximo Glacial (UMG) (33.000-18.000 años a.p.) del orden de 3-7°C menos y hasta 1.200 mm más de precipitación que en la actualidad en laguna Tagua Tagua, con una tendencia gradual hacia condiciones menos húmedas y frías durante la terminación del UMG (tardiglacial)¹⁴⁶.

¹⁴⁴ Ortlieb *et al.* 2011.

¹⁴⁵ Latorre *et al.* 2011.

¹⁴⁶ Heusser 1990; Kaiser *et al.* 2008; Kim *et al.* 2002; Lamy *et al.* 1998, 1999; Valero-Garcés *et al.* 2005.

Adicionalmente, el registro de laguna Tagua Tagua muestra dos pulsos con condiciones relativamente secas durante la última terminación a los 21.000-19.500 y 17.000-15.000 años a.p. y una reversión fría sugerida a partir de los ensambles polínicos, señal isotópica y sedimentológica entre 13.500-11.500 años a.p. (Figura 5)¹⁴⁷. Asociado a estas condiciones, el registro polínico de laguna Tagua Tagua sugiere la presencia de bosque de *Nothofagus* (tipo *dombeyi*) y *Prumnopitis andina* hasta el final del Pleistoceno¹⁴⁸.

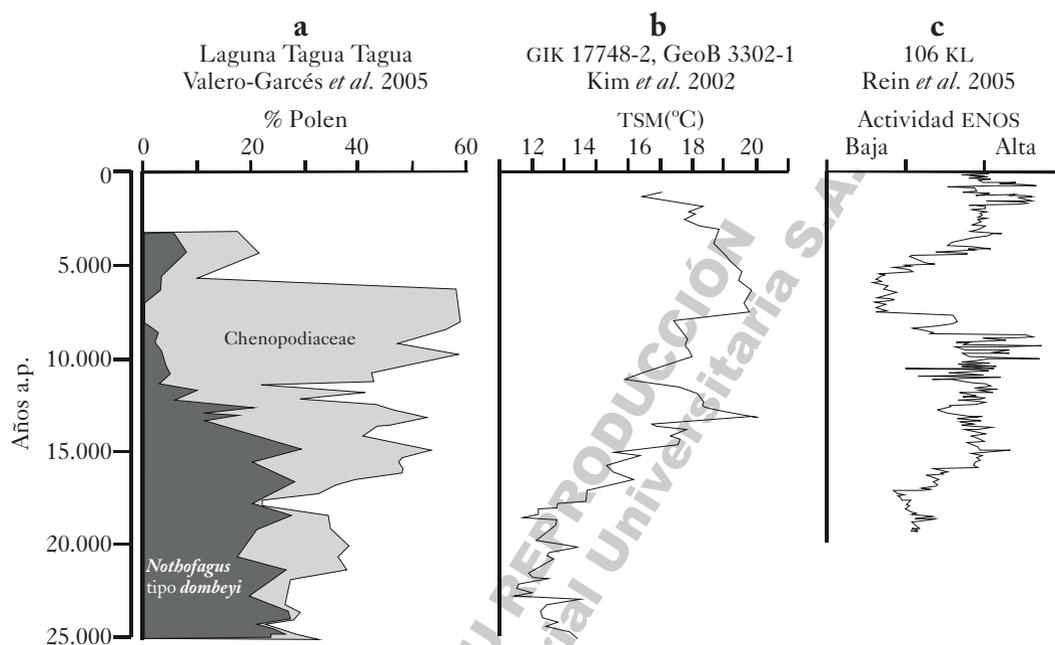


Figura 5. a) Integración del registro polínico laguna Tagua Tagua (*Nothofagus tipo dombeyi*, indicador de humedad y *Chenopodiaceae*, indicador de aridez); b) Reconstrucción de temperatura superficial del mar a 33°S; c) Reconstrucción de actividad del ENSO.

En la alta cordillera del Norte Chico (a 29°, 30° y 31°S), fechados de geoformas glaciares sugieren para el Pleistoceno Tardío avances glaciares entre 17.000 y 12.000 años a.p. atribuidos a mayores montos de precipitaciones de origen tropical (lluvias de verano)¹⁴⁹. Estas condiciones de mayor humedad en la alta cordillera del Norte Chico podrían haberse prolongado hasta comienzos del Holoceno, como lo sugiere el registro de polen en paleomadriguera de roedores de río Potrerillos (29°S)¹⁵⁰ (Figura 3).

Durante el Holoceno las condiciones climáticas fueron variables, con alternancia de fases secas y húmedas, aunque nunca habrían llegado a ser tan húmedas y frías como las del Pleistoceno. Para el comienzo del Holoceno (11.500 años a.p.), los registros de laguna Tagua Tagua y Quereo (32°S; Figura 3)¹⁵¹ muestran el paso desde condiciones húmedas y posible-

¹⁴⁷ Valero-Garcés et al. 2005.

¹⁴⁸ Heusser 1990; Valero-Garcés et al. 2005.

¹⁴⁹ Riquelme et al. 2011; Zech et al. 2006, 2007, 2008.

¹⁵⁰ Rozas 2012.

¹⁵¹ Villagrán y Varela 1990.

mente más frías, a condiciones similares a las actuales (Figuras 5 y 6). A partir de esta fecha la mayoría de los registros que incluyen el Holoceno Temprano y Medio muestran una fase muy árida en este periodo, sin embargo una visión más detallada de algunos registros permite ver ciertas variaciones en esta tendencia general (Figuras 5 y 6). Así por ejemplo, a partir del registro polínico de Santa Julia (32°S)¹⁵², laguna Tagua Tagua y Quereo es posible inferir condiciones relativamente áridas a inicios del Holoceno y hasta 10.500 años a.p., aunque el registro de laguna Tagua Tagua presenta baja resolución temporal y/o pobre control cronológico¹⁵³. A partir de 10.500 años a.p., los registros de Santa Julia, Palo Colorado (32°S)¹⁵⁴ y laguna Aculeo (33°50'S)¹⁵⁵ muestran condiciones relativamente húmedas en relación con el periodo anterior, con una pequeña fase árida centrada en torno a los 9.200 años a.p., con expansión de taxones de matorral y descenso de indicadores de humedad local (*Gunnera*, *Mirtáceas*, *Escallonia*) en los registros en torno a Los Vilos (Figura 5).

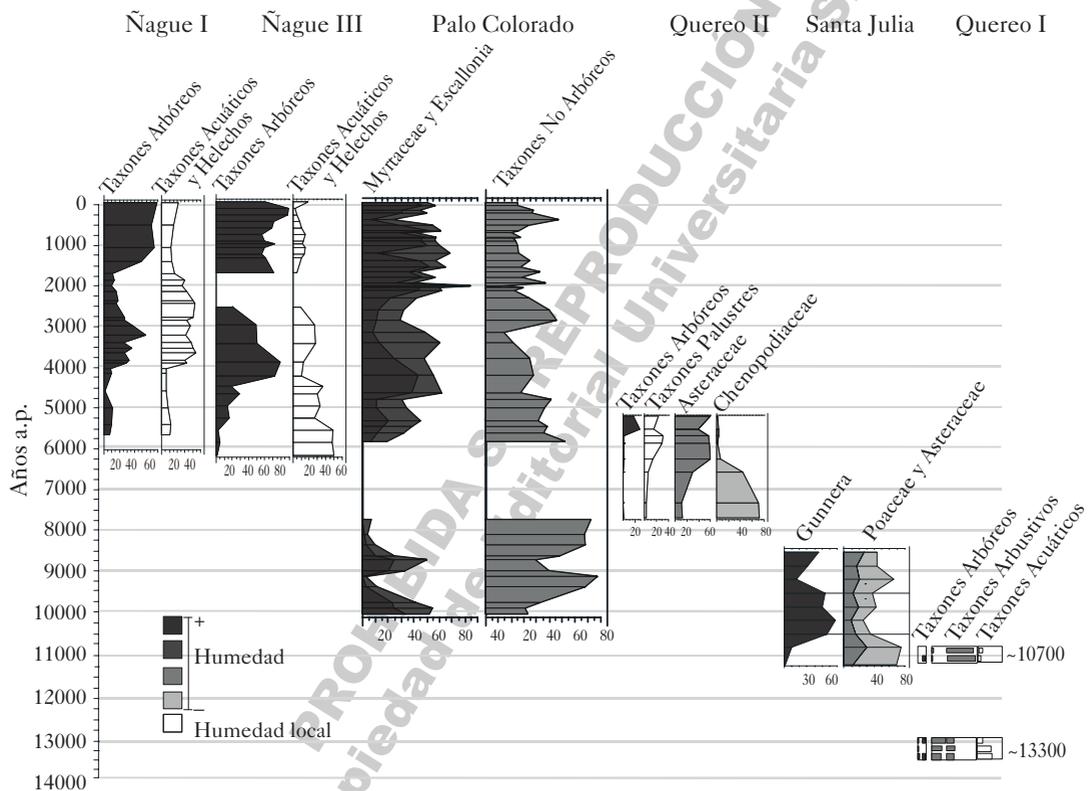


Figura 6. Resumen de los registros polínicos de la zona de Los Vilos (32°S) en el Norte Chico desde ~13.000 años a.p. y su interpretación paleoambiental en términos de humedad. Ñague I y III (Maldonado y Villagrán 2002); Palo Colorado (Maldonado y Villagrán 2006); Quereo I (Villagrán y Varela 1990); Quereo II (datos no publicados); Santa Julia (Maldonado et al. 2010).

¹⁵² A. Maldonado et al. 2010.

¹⁵³ Heusser 1990; Valero-Garcés et al. 2005.

¹⁵⁴ Maldonado y Villagrán 2006.

¹⁵⁵ Jenny, Valero-Garcés, Villa-Martínez, Urrutia, Geyh y Veit 2002.

A partir de 8.500 años a.p. comenzaría la fase más árida del Holoceno, la cual encontraría su punto cúlmine entre 7.800-6.200 años a.p. (Figura 6)¹⁵⁶. Posteriormente la mayoría de los registros de Chile Central y Norte Chico muestran un aumento gradual de humedad (Figura 6)¹⁵⁷. Así, los registros polínicos de bosques pantanosos en Quintero y cercanías de Los Vilos muestran aumentos graduales de humedad después de 6.200 años a.p., con máximos en torno a 4.500 años a.p., coincidiendo con un avance glacial registrado a los 4.700-4.300 años a.p. en la alta cordillera (35°S; Figura 3) asociado a mayor actividad del Cinturón de Vientos del Oeste¹⁵⁸.

Durante el Holoceno tardío el registro polínico de Palo Colorado muestra un descenso en los indicadores de humedad (taxones arbóreos) con valores mínimos en torno a 2.700-2.500 años a.p. (Figura 6). De igual manera, los registros ubicados más al sur como laguna Aculeo (Figura 3), laguna Matanza (33°45'S; Figura 3) y laguna del Laja (37°S) indican condiciones secas desde 2.500-2.800-2.900 años a.p. hasta 1.800-2.500 y 1.340 años a.p., respectivamente¹⁵⁹ con aumento en las proporciones de polen de Chenopodiaceae en laguna Matanza y laguna Aculeo, y presencia de polen de *Nothofagus* y *Ephedra* en laguna del Laja. Pese a que en este periodo se registra una fase árida, las condiciones de aridez fueron de menor intensidad que las observadas durante el Holoceno Medio. Por otro lado, en torno a 2.500-2.200 años a.p. se registró un avance glacial en la alta cordillera a la latitud de Curicó¹⁶⁰.

A partir de 2.000 años a.p. varios registros sugieren aumento de humedad en Chile Central y el Norte Chico. Así por ejemplo, se establece en este momento el actual bosque pantanoso de Quintero, el bosque pantanoso de Palo Colorado muestra aumento de especies arbóreas y de especies anuales y geófitas, indicadores de eventos de “desierto florido” (Figura 6)¹⁶¹. En la misma tendencia, el registro de Aculeo muestra un fuerte aumento de eventos clásicos, los que han sido asociados a mayor frecuencia de eventos El Niño¹⁶². La mayor frecuencia de estos eventos a partir de los 2.000 años a.p. ha sido registrada en otras partes de Sudamérica (Figura 5)¹⁶³.

Posteriormente, para Chile Central se han inferido condiciones relativamente cálidas y/o secas de manera sincrónica con el periodo denominado Anomalía Climática Medieval. Así, los registros polínicos de laguna del Laja y laguna Matanza sugieren condiciones secas entre 1.300 y 600 a 440 años a.p.¹⁶⁴, y de igual manera el registro de sedimento de laguna Aculeo permite inferir, entre 850-650 años a.p., un aumento en las temperaturas de verano respecto a la actualidad¹⁶⁵.

En una tendencia opuesta, estos mismos registros sugieren un descenso en las temperaturas de verano del orden de 1°C entre 650-250 años a.p. en sincronía con la Pequeña Edad

¹⁵⁶ Maldonado y Villagrán 2006.

¹⁵⁷ Jenny, Valero-Garcés, Villa-Martínez, Urrutia, Geyh y Veit 2002; Maldonado y Villagrán 2002, 2006; Valero-Garcés *et al.* 2005; Villa-Martínez *et al.* 2003.

¹⁵⁸ Espizua 2005.

¹⁵⁹ Jenny, Valero-Garcés, Urrutia, Kelts, Veit, Appleby y Geyh 2002; Torres *et al.* 2008; Villa-Martínez 2002; Villa-Martínez *et al.* 2004.

¹⁶⁰ Espizua 2005.

¹⁶¹ Maldonado y Villagrán 2006; Villa-Martínez y Villagrán 1997.

¹⁶² Jenny, Valero-Garcés, Urrutia, Kelts, Veit, Appleby y Geyh 2002; Villa-Martínez *et al.* 2004.

¹⁶³ Clement *et al.* 2000; Moy *et al.* 2002; Rein *et al.* 2005; Riedinger *et al.* 2002.

¹⁶⁴ Torres *et al.* 2008; Villa-Martínez 2002.

¹⁶⁵ Von Gunten *et al.* 2009.

del Hielo¹⁶⁶. Así mismo, los registros polínicos de laguna Matanza y laguna del Laja, como evidencias de geomorfología glacial y dendrocronológica sugieren condiciones climáticas más frías y húmedas entre 650-250 años a.p. y en torno a 150 años a.p.¹⁶⁷. Adicionalmente, registros dendrocronológicos entre 32-38°S muestran que los últimos 100 años han sido los más secos dentro de los últimos siglos¹⁶⁸.

Por otro lado, los pocos registros polínicos disponibles para el norte del Norte Chico (29 y 25°S), sugieren que la fase árida del Holoceno medio pudo haberse prolongado hasta 1.500 años a.p., momento en el cual aumenta la diversidad de especies y las proporciones de taxones indicadores de pisos altitudinales superiores (Asteraceae, Fabaceae, Brassicaceae y Portulacaceae) asociados a mayor humedad. Desde entonces hasta 500 años a.p. las condiciones ambientales habrían sido más húmedas que las actuales¹⁶⁹.

2.3. Chile Centro-Sur (38-43°S)

Esta zona corresponde a la parte norte de la zona templada de Chile, dominada climáticamente por las lluvias proveniente del Cinturón de Vientos del Oeste, las que aquí, si bien presentan estacionalidad con máximos durante el invierno, se manifiestan de manera permanente a lo largo de todo el año, pero con menor frecuencia durante los meses de verano, debido a la presencia en su posición más austral, durante esta época del año, del ASPSE. Así, las variaciones en términos de precipitaciones registradas en esta zona estarían asociadas a una mayor o menor influencia del Cinturón de Vientos del Oeste, siendo relevante para la vegetación la lluvia invernal, pero principalmente la lluvia de verano (la que puede llegar a ser la limitante para el desarrollo de la vegetación). Adicionalmente, al quedar esta zona inmersa en la región templada, las temperaturas también comienzan a jugar un rol más importante, en relación con las zonas anteriormente presentadas (Norte Chico y Chile Central). De esta manera las diferencias en los grandes patrones paleoclimáticos observados entre esta zona y las de más al norte pueden ser explicadas por estos factores.

En esta zona los registros muestran el término del UMG en torno a los 17.500 años a.p., aunque la transición glacial-interglacial no ocurrió de manera homogénea. Así, se registran tres pulsos de calentamiento entre el término del máximo glacial y el comienzo del Holoceno, a los 17.500, 16.000 y 11.500 años a.p. El comienzo del Holoceno, hasta los 7.000 años a.p., está caracterizado por condiciones relativamente secas y cálidas. Después de 7.000 años a.p., los registros polínicos muestran condiciones más frías y húmedas que durante el periodo anterior. Durante los últimos 3.600 años a.p. se registra un aumento en la diversidad de los taxones registrados en los ensambles polínicos, junto a una gran heterogeneidad ambiental, la que estaría asociada a un cambio en el régimen de variabilidad climática.

La geomorfología del centro-sur de Chile refleja la intensa actividad glacial que experimentó el área durante el Pleistoceno. Los glaciares cubrieron extensas zonas boscosas, ocupando ambas vertientes andinas, parte de la Depresión Intermedia y el sureste de la Isla

¹⁶⁶ Von Gunten *et al.* 2009.

¹⁶⁷ Araneda *et al.* 2009; Espizua 2005; Espizua y Pitte 2009; Jenny, Valero-Garcés, Urrutia, Kelts, Veit, Appleby y Geyh 2002; Le Quesne *et al.* 2009; Neukom *et al.* 2010, 2011; Urrutia *et al.* 2010; Villa-Martínez *et al.* 2004; Von Gunten *et al.* 2009.

¹⁶⁸ Christie *et al.* 2010; Le Quesne *et al.* 2006, 2009.

¹⁶⁹ Maldonado *et al.* 2005; Rozas 2012.

Grande de Chiloé¹⁷⁰. Durante el UMG, fechado entre 27.000 y 17.500 años a.p., las temperaturas medias de verano descendieron alrededor de 6-8°C¹⁷¹. Luego, durante la última terminación (desde los 17.500 años a.p.)¹⁷², los glaciares se retiraron rápidamente de las zonas bajas y, en menos de 1.000 años, las temperaturas ascendieron hasta valores cercanos a los actuales, comenzando la recolonización de la vegetación en las áreas perturbadas por el efecto glacial¹⁷³. Ambos factores, el ascenso de las temperaturas y el modo de recolonización del bosque en las zonas templadas junto a sus cronologías, magnitudes y direcciones, son un tema actualmente en discusión que puede aportar a la comprensión de los factores climáticos y ecológicos relacionados con la historia de la vegetación luego del retroceso glacial.

Actualmente la región templado-lluviosa (38°-56°S), bajo la influencia del Cinturón de Vientos del Oeste, es ocupada por tres tipos principales de bosques laurifolios. Estos son: bosque valdiviano, distribuido desde 37°45'S a 43°20'S; luego el bosque norpatagónico, hasta 47°30'S; y posteriormente el bosque subantártico asociado a tundras magallánicas, desde 47°30'S hasta 55°30'S (Figura 1d)¹⁷⁴. Esta distribución es consecuencia, en gran medida, del abrupto gradiente latitudinal de precipitaciones, desde 1.500 mm anuales a los 38°S hasta 4.500 mm a 47°S (Figura 1c). En contraste, el gradiente térmico es débil entre estos mismos extremos, con una diferencia entre las temperaturas medias anuales de solamente 2°C¹⁷⁵.

Fluctuaciones multimileniales en la posición y/o intensidad del Cinturón de Vientos del Oeste durante el Pleistoceno y Holoceno habrían provocado importantes variaciones en las precipitaciones y, por tanto, en la distribución de los tres tipos de bosques templado-lluviosos. Se ha postulado que durante el UMG el Cinturón de Vientos del Oeste se habría intensificado y expandido hacia el norte, asociado a menores temperaturas y mayores montos de precipitaciones¹⁷⁶. La presencia de tundras magallánicas en el sur de Chiloé durante 17.500-16.000 años a.p.¹⁷⁷, así como araucaria (*Araucaria araucana*) en las zonas bajas de la Región de la Araucanía (38°S) entre 26.000-16.000 años a.p. (Figura 6a)¹⁷⁸, testimonian los descensos altitudinales y/o avances latitudinales que experimentaron estas formaciones vegetales desde el UMG.

Tres pulsos de calentamiento se observan entre 38 y 43°S durante la transición glacial-posglacial: 17.500, 16.000 y 11.500 años a.p., asociados al retorno del Cinturón de Vientos del Oeste hacia su posición actual¹⁷⁹. Los registros de polen de numerosos sitios muestran el cambio desde bosques fríos norpatagónicos de *Nothofagus* tipo *dombeyi* (agrupación polínica que reúne a las especies siempreverdes del género, los coigües y a la lenga y ñirre) y praderas (Poaceae y Ericaceae) hacia vegetación de carácter más cálido dominada por especies de Myrtaceae¹⁸⁰. Si la tendencia de calentamiento iniciada al término de la edad glacial fue sostenida durante todo el tardiglacial o hubo pequeñas reversiones de las temperaturas es

¹⁷⁰ Heusser y Flint 1977; Holling y Schilling 1981.

¹⁷¹ Heusser *et al.* 1999.

¹⁷² Denton *et al.* 1999.

¹⁷³ Villagrán 1985.

¹⁷⁴ Schmithüsen 1956; Oberdorfer 1960.

¹⁷⁵ Di Castri y Hajek 1976.

¹⁷⁶ Caviedes 1972; Heusser *et al.* 1999; Villagrán 2001; Lamy *et al.* 2001; Rojas *et al.* 2008.

¹⁷⁷ Heusser *et al.* 1999; Moreno *et al.* 1999; Villagrán 1985.

¹⁷⁸ Abarzúa 2009.

¹⁷⁹ Denton *et al.* 1999; McCulloch *et al.* 2000; Abarzúa *et al.* 2004.

¹⁸⁰ Villagrán 1985; Heusser 1993; Moreno y León 2003; Abarzúa *et al.* 2004.

un tema controversial en la literatura paleoclimática¹⁸¹. En Chiloé los registros palinológicos no exhiben cambios sustanciales en los porcentajes e influjos polínicos de los taxones indicadores de condiciones climáticas frías durante este tiempo (Figura 6c). Sin embargo en la zona de Llanquihue se registra el evento frío denominado Huelmo-Mascardi entre 13.200 y 11.900 años a.p., documentado por la expansión de taxones fríos como *Nothofagus* tipo *dombeyi* y Podocarpaceae¹⁸². Este periodo también es registrado más al norte en los lagos Puyehue y Calafquén (~40°S)¹⁸³, dando otras evidencias de este evento frío en el Hemisferio Sur que precede entre 500 a 1.000 años al evento frío Younger Dryas del Hemisferio Norte.

Desde el inicio del Holoceno a partir de 11.500 años a.p. se registra una tendencia hacia condiciones más cálidas y secas, proceso evidenciado por la desaparición de los elementos adaptados al frío y su reemplazo por árboles más termófilos, tal como el tino (*Weinmannia trichosperma*), seguido de la mayor expansión de los indicadores de bosque valdiviano, como ulmo (*Eucryphia cordifolia*) y tiaca (*Caldecluvia paniculata*) en la Región de Los Lagos y Chiloé (40-42°S, Figura 6b, 6c)¹⁸⁴. Hacia los 38-39°S el inicio del Holoceno está caracterizado por la desaparición de *Nothofagus* tipo *dombeyi* y araucaria en las zonas bajas y su reemplazo por bosques más termófilos con presencia de *Nothofagus* tipo *oblicua* (agrupación polínica que reúne a las especies deciduas del género, los robles y raulí, con la excepción de la lenga y el ñirre), lingue (*Perezia lingue*) y especies de la familia Poaceae (Figura 7a)¹⁸⁵.

La rápida expansión de tino al comienzo del Holoceno, asociada a un aumento importante en la frecuencia de incendios locales revela un cambio del paisaje a nivel regional, como lo evidencia su ocurrencia en variados registros de la Región de Los Lagos (Figura 7b)¹⁸⁶. Las posibles fuentes de ignición habrían sido tormentas eléctricas, volcanismo y temprana ocupación humana. Los registros de micropartículas de carbón fósil de la región de Los Lagos muestran un aumento considerable en la frecuencia de incendios locales cercanos a 11.400 años a.p. (Figura 7b)¹⁸⁷. Estas evidencias sugieren para el límite Pleistoceno-Holoceno una variación sustancial del clima de la región, asociados principalmente a temperaturas en ascenso y disminución de las precipitaciones que favorecerían la ocurrencia de incendios locales. El establecimiento del bosque de tino desde Villarrica a Chiloé durante la transición glacial-posglacial presenta características intrínsecas que favorecerían su persistencia y dominancia: puede cambiar los regímenes de perturbación favoreciendo la inflamabilidad e incendios, regenera en claros, principalmente en sitios perturbados e incluso es la angiosperma más longeva del bosque templado (hasta ~730 años)¹⁸⁸. Un escenario vegetal pionero de esta naturaleza también habría favorecido una mayor recurrencia de incendios locales provocados por el hombre. La temprana presencia de asentamientos humanos en la región, como los sitios arqueológicos de Monte Verde en Llanquihue (Figura 3)¹⁸⁹ y Pilauco Bajo en Osorno (Figura 3)¹⁹⁰ con una edad de 13.000 años a.p., podrían apoyar esta hipótesis como fuente de ignición.

¹⁸¹ Ashworth y Markgraf 1989; Ariztegui *et al.* 1997; Bennett *et al.* 2000; Heusser 1989; Mercer 1976; Moreno 2000, 2004; Moreno y León 2003.

¹⁸² Hajdas *et al.* 2003.

¹⁸³ Heusser 1984; DeBatist *et al.* 2008; Vargas *et al.* 2008.

¹⁸⁴ Villagrán 1985; Moreno *et al.* 1999; Abarzúa *et al.* 2004.

¹⁸⁵ Heusser 2003; Abarzúa 2009.

¹⁸⁶ Heusser 1993; Villagrán 1985; Moreno 2000, 2004; Moreno y León 2003.

¹⁸⁷ Abarzúa y Moreno 2008.

¹⁸⁸ Lusk 1996, 1999.

¹⁸⁹ Pino y Dillehay 1988.

¹⁹⁰ Pino 2008.

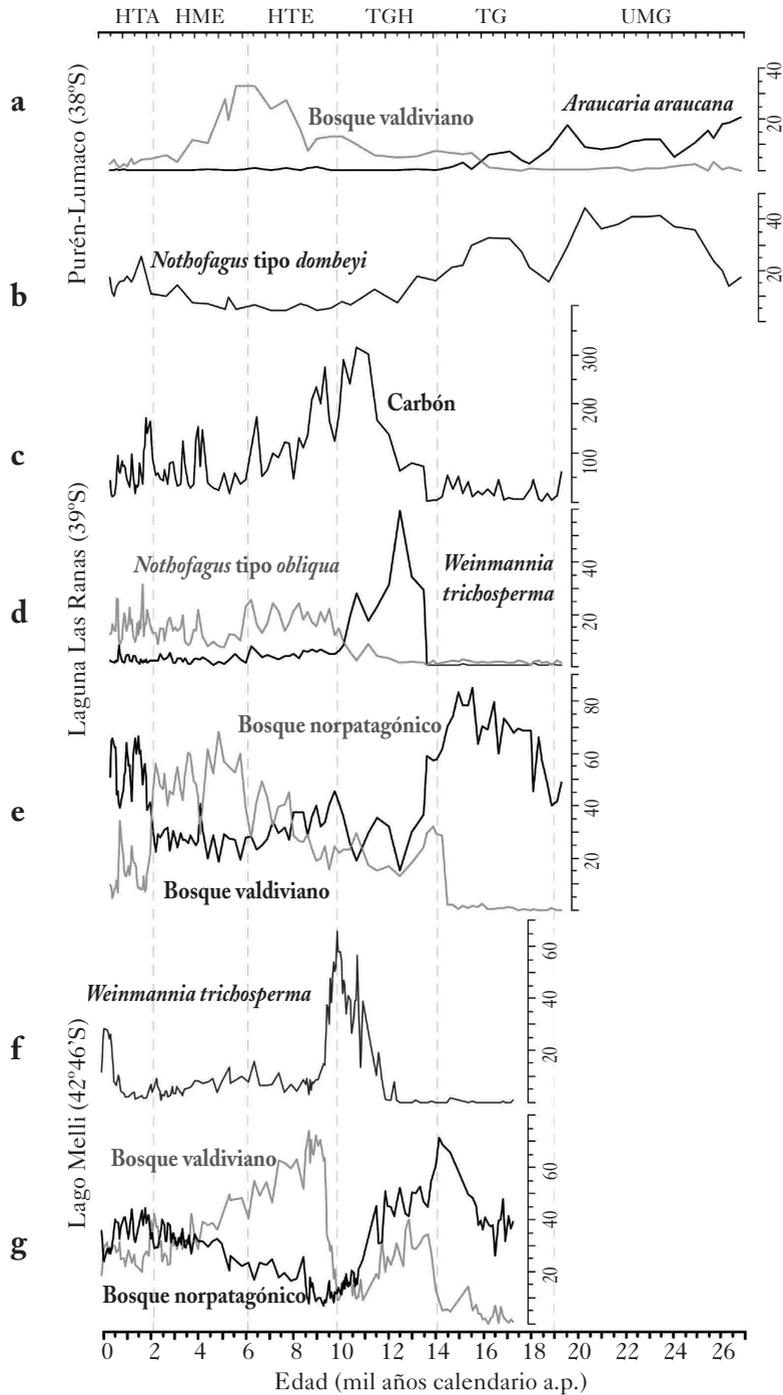


Figura 7. Integración de diferentes indicadores de Chile Centro-Sur: a) Bosque valdiviano, *Araucaria araucana*; b) *Nothofagus tipo dombeyi* en Purén-Lumaco (Abarzúa 2009); c) Carbón en laguna Las Ranas, d) *Nothofagus tipo obliqua* y *Weinmannia trichosperma*; e) Bosque valdiviano y bosque Norpatagónico en laguna Las Ranas; f) *W. trichosperma*; g) Bosque valdiviano y bosque norpatagónico en Lago Melli (Abarzúa et al. 2004). Todos los gráficos de taxones polínicos están expresados en porcentajes, excepto la curva de carbón que está expresada en concentración (partículas/ml).

Los elementos más termófilos del bosque valdiviano (el ulmo y la tiaca) se expanden a partir de ~9.500 años a.p. en todos los registros de Chiloé¹⁹¹ y Llanquihue¹⁹². Así mismo, este periodo está caracterizado por la dominancia del bosque maulino, *Nothofagus* tipo *obliqua*, en Purén (38°S; Figuras. 3 y 7a), Villarrica y Calafquén (39°S)¹⁹³. El dramático cambio en la composición de la vegetación y del clima que documentan los espectros polínicos entre las latitudes 38 y 42°S durante el periodo 11.500-7.000 años a.p., revela condiciones más cálidas y menores precipitaciones consistentes con un debilitamiento en la influencia del Cinturón de Vientos del Oeste en la región y su concomitante desplazamiento hacia el sur¹⁹⁴. Probablemente, este evento estaría asociado a un reforzamiento de la influencia del ASPSE, con aumento de las temperaturas y aridez del verano en el centro-sur de Chile.

A partir de ~7.000 años a.p. se observa una tendencia hacia la disminución de los indicadores valdivianos y expansión del bosque norpatagónico dominado por Mirtáceas, canelo (*Drimys winteri*) y coníferas tales como los maños (*Saxegothaea conspicua* y *Podocarpus nubigena*), junto a bajas proporciones de los elementos valdivianos (Figuras 6b y 6c). Este hecho sugiere reinstauración de condiciones más lluviosas y frías en Chiloé. Más al norte entre 6.500 – 900 años a.p. se registra la presencia de bosques de requerimientos fríos y húmedos de *Fitz-Royal Pilgerodendron* en las zonas bajas de Puyehue¹⁹⁵ y Llanquihue¹⁹⁶. La Región de la Araucanía presenta bosques húmedos todavía cálidos de ulmo/tiaca (*Eucryphia/Caldcluvia*) entre ~6.000 y 2.000 años a.p. (Figura 7a)¹⁹⁷.

A partir de 3.600 años a.p. se establece una situación con alta diversidad de taxones en la mayoría de los registros analizados entre 38 y 42°S (Figura 7). La presencia conjunta de elementos valdivianos, norpatagónicos, de turberas y de praderas en Chiloé y Llanquihue, así como elementos valdivianos, maulinos y esclerófilos en la Región de la Araucanía, constituyen una mezcla singular, sin precedentes en periodos anteriores, y sugieren un aumento importante en la heterogeneidad ambiental y climática¹⁹⁸. Estas condiciones climáticas y vegetacionales sugieren un Cinturón de Vientos del Oeste desplazado hacia su posición actual, con montos de precipitaciones y de temperaturas cercanos a los que se encuentran hoy en estas latitudes. En tal escenario habría tenido injerencia un régimen de perturbaciones locales, con mayor frecuencia de incendios, provocando cambios en las asociaciones vegetales. Esta situación se encuentra relacionada con el inicio de un régimen de variabilidad climática de alta frecuencia y magnitud, como la asociada al fenómeno ENOS (El Niño - Oscilación del Sur) y/o mayor incidencia de veranos secos favorables para el desarrollo de eventos de fuego. Como se mencionó en secciones anteriores, ENOS se habría reinstaurado alrededor de 6.000 años a.p. e intensificado después de 3.000 años a.p.¹⁹⁹. De acuerdo con Montecinos y Aceituno²⁰⁰, entre 38 y 42°S ENOS se expresaría con aumentos en las sequías estivales durante los años El Niño.

¹⁹¹ Villagrán 1985, 1990; Abarzúa *et al.* 2004.

¹⁹² Moreno y León 2003; Moreno 2004.

¹⁹³ Heusser 1984; Abarzúa 2009.

¹⁹⁴ Lamy *et al.* 2001.

¹⁹⁵ Vargas *et al.* 2008.

¹⁹⁶ Heusser 1966.

¹⁹⁷ Abarzúa 2009.

¹⁹⁸ Lusk 1996.

¹⁹⁹ Rodbell *et al.* 1999; Sandweiss *et al.* 2001; Moy *et al.* 2002; Villa-Martínez *et al.* 2003.

²⁰⁰ Montecinos y Aceituno 2003.

Se puede concluir que las condiciones climáticas que influyen en la distribución moderna de los bosques entre 38 y 42°S se habrían instaurado durante los tres últimos milenios del Holoceno, asociados a elevadas tasas de cambio de la vegetación. Actualmente esta vegetación se encuentra fuertemente perturbada por efecto humano²⁰¹. La excesiva extracción de leña para combustible, la apertura del bosque para plantaciones y ganadería, y el fuego, han modificado considerablemente el paisaje, ejerciendo un fuerte impacto en las comunidades y asociaciones vegetales modernas.

2.4. Patagonia chilena (43-56°S)

Para esta sección hemos dividido la parte austral del país en dos regiones, a las que hemos denominado Patagonia Central (43-50°S) y Patagonia Sur (50-56°S).

La dinámica paleoambiental y paleoclimática de la Patagonia chilena (44-56°S) ha sido estudiada principalmente a partir de registros terrestres de vegetación ubicados a ambos lados de los Andes²⁰². Entre los factores determinantes y más importantes de dicha dinámica se encuentran (1) cambios en la precipitación relacionados con la dinámica del Cinturón de Vientos del Oeste, y (2) cambios de temperatura ocurridos desde la terminación del UMG (27.000-17.500 años a.p.).

Adicionalmente a la gradiente latitudinal de grandes formaciones vegetales descrito en la sección anterior (bosque valdiviano, bosque norpatagónico y el bosque subantártico), existe una gradiente de vegetación oeste-este muy marcada (Figura 1d) que responde a una gradiente decreciente de precipitación (> 6.000-400 mm; Figura 1c) que se origina cuando las masas de aire provenientes del cinturón de vientos del oeste “chocan” con los Andes y son forzadas a elevarse produciendo la precipitación orográfica en su mayoría en la vertiente oeste y en menor medida y de manera decreciente sobre la ladera este.

En Patagonia Central (~44°S, Aysén), este gradiente de vegetación oeste-este incluye el bosque siempreverde de coigüe de Chiloé, mañío hembra, mañío macho y algo de lenga (*N. nítida*, *Saxegothaea conspicua*, *Podocarpus nubigena*, *Nothofagus pumilio*); el bosque decíduo de lenga, ñirre y acompañado de mañío macho; y la estepa gramínea de pastos, neneo y sencios (*Festuca pallescens*, *Mulinum spinosum* y *Senecio* spp.) (Figura 1d)²⁰³.

En Patagonia Sur (~51°S; Magallanes), el gradiente oeste-este incluye la tundra magallánica; el bosque siempreverde de coigüe de Magallanes, canelo y sauco del diablo (*Nothofagus betuloides*, *Drimys winteri* y *Pseudopanax laetevirens*); el bosque decíduo de lenga, ñirre y mañío macho; y la estepa gramínea de pastos con mata negra (*Festuca pallescens*, *Chilotrimum diffusum*) (Figura 1d)²⁰⁴.

2.4.1. Patagonia Central

En esta zona el retroceso de diferentes lóbulos glaciares ha sido registrado entre 19.000 y 16.000 años a.p. dependiendo de la ubicación de cada uno de los sitios. Luego del retiro de los hielos y hasta aproximadamente 14.000 años a.p. se registran indicadores de estepas gra-

²⁰¹ Armesto *et al.* 2010.

²⁰² Abarzúa *et al.* 2004; Bennett *et al.* 2000; Heusser 2003; Moreno 2004; Markgraf *et al.* 2007.

²⁰³ Pisano 1981.

²⁰⁴ Pisano 1981.

minosas y/o tundras, indicando un clima más frío y seco que el actual. Entre 14.000 y 11.000 años a.p. se registran aumentos de temperatura y precipitaciones, aunque aún bajo los valores actuales. El comienzo del Holoceno está marcado por un nuevo aumento de las temperaturas, con disminución de las precipitaciones en los sectores más oceánicos. A partir de los 8.000 años a.p. la mayoría de los registros muestra condiciones similares a las actuales. Solo los sitios más orientales muestran un aumento de precipitaciones a partir de 8.000 años a.p. y hasta 3.000 años a.p. Los últimos 3.000 años muestran alta variabilidad en las precipitaciones en las diferentes áreas de esta región.

En efecto, el término de la depositación de arcillas asociadas a lagos proglaciales y comienzo de la sedimentación orgánica en los registros fósiles de Patagonia Central (lago Shaman, Mallín Pollux, lago Augusta y Archipiélago de los Chonos/Taitao; Figura 3)²⁰⁵ ocurrida entre 19.000 y 16.000 años a.p. muestra un amplio rango de edades para el retroceso de los diferentes lóbulos glaciares en esta área durante la terminación del UMG. De acuerdo con McCulloch y colaboradores²⁰⁶, la deglaciación a lo largo de la Patagonia habría comenzado 17.500 años a.p. gatillada por un primer pulso de calentamiento.

Durante el tardiglacial (19.000~14.000 años a.p.) los registros polínicos del lago Shaman, Mallín Pollux y Los Chonos/Taitao (laguna Fácil, Oprasa, Lofel, Lincoln, Stibnite y Six Minutes) reflejan la presencia de estepas gramíneas, arbustivas y/o tundras magallánicas que indican condiciones más secas y frías que las actuales (Figura 8)²⁰⁷. Por otro lado, el registro polínico del lago Augusta señala la presencia de un paisaje abierto dominado por hierbas con elementos del bosque siempreverde (*Fitzroya/Pilgerodendron*) que señalaría la presencia local de estos taxones relacionados con condiciones más frías y húmedas que en el presente para ese momento (Figura 8)²⁰⁸.

Durante la transición tardiglacial-Holoceno (14.000-11.000 años a.p.) los registros del lago Shaman y Mallín Pollux muestran la presencia de estepas gramíneas con disminución de arbustos asociados a condiciones frías y el aumento moderado en los porcentajes de polen de *Nothofagus* tipo *dombeyi*, sugiriendo la presencia de parches de bosque de *Nothofagus* asociado a un aumento en la precipitación y en la temperatura pero aún bajo los valores actuales (Figura 8)²⁰⁹. Los registros de Los Chonos/Taitao reflejan el desarrollo del bosque siempreverde de coigüe, ciprés de las Guaitecas y mañío (*Nothofagus*, *Pilgerodendron* y *Podocarpus*) similar al actual, indicando un aumento de precipitación y temperatura con respecto al tardiglacial y señalando el establecimiento de condiciones ambientales similares a las del presente (Figura 8)²¹⁰. En el lago Augusta la progresiva disminución de arbustos asociados a condiciones frías y los elementos de bosque siempreverde así como el desarrollo del bosque de *Nothofagus* fueron interpretados en términos de una disminución en la precipitación y aumento de temperatura (Figura 8)²¹¹.

Entre 12.500 y 9.000 años a.p. los registros de carbón macroscópico del lago Shaman, Mallín Pollux y lago Augusta sugieren una alta frecuencia de incendios²¹², patrón que ha sido observado en gran cantidad de sitios de Patagonia al sur de los 40°S²¹³. En Patagonia Central la alta

²⁰⁵ De Porras *et al.* 2012; Markgraf *et al.* 2007; Villa-Martínez *et al.* 2012; Haberle y Bennett 2004; Bennett *et al.* 2000.

²⁰⁶ McCulloch *et al.* 2000.

²⁰⁷ De Porras *et al.* 2012; Markgraf *et al.* 2007; Haberle y Bennett 2004; Bennett *et al.* 2000.

²⁰⁸ Villa-Martínez *et al.* 2012.

²⁰⁹ De Porras *et al.* 2012; Markgraf *et al.* 2007.

²¹⁰ Haberle y Bennett 2004; Bennett *et al.* 2000.

²¹¹ Villa-Martínez *et al.* 2012.

²¹² De Porras *et al.* 2012; Markgraf *et al.* 2007; Villa-Martínez *et al.* 2012.

²¹³ Whitlock *et al.* 2007; Moreno, Kitzberger, Iglesias y Holz 2010.

frecuencia de incendios puede haberse dado por (1) el desarrollo del bosque; (2) un aumento de temperatura, que de acuerdo con indicadores locales de los registros habría sido principalmente en verano dando origen a sequías en esta época del año; y (3) el rol del hombre como probable agente de ignición dado el registro de las primeras ocupaciones humanas en la región.

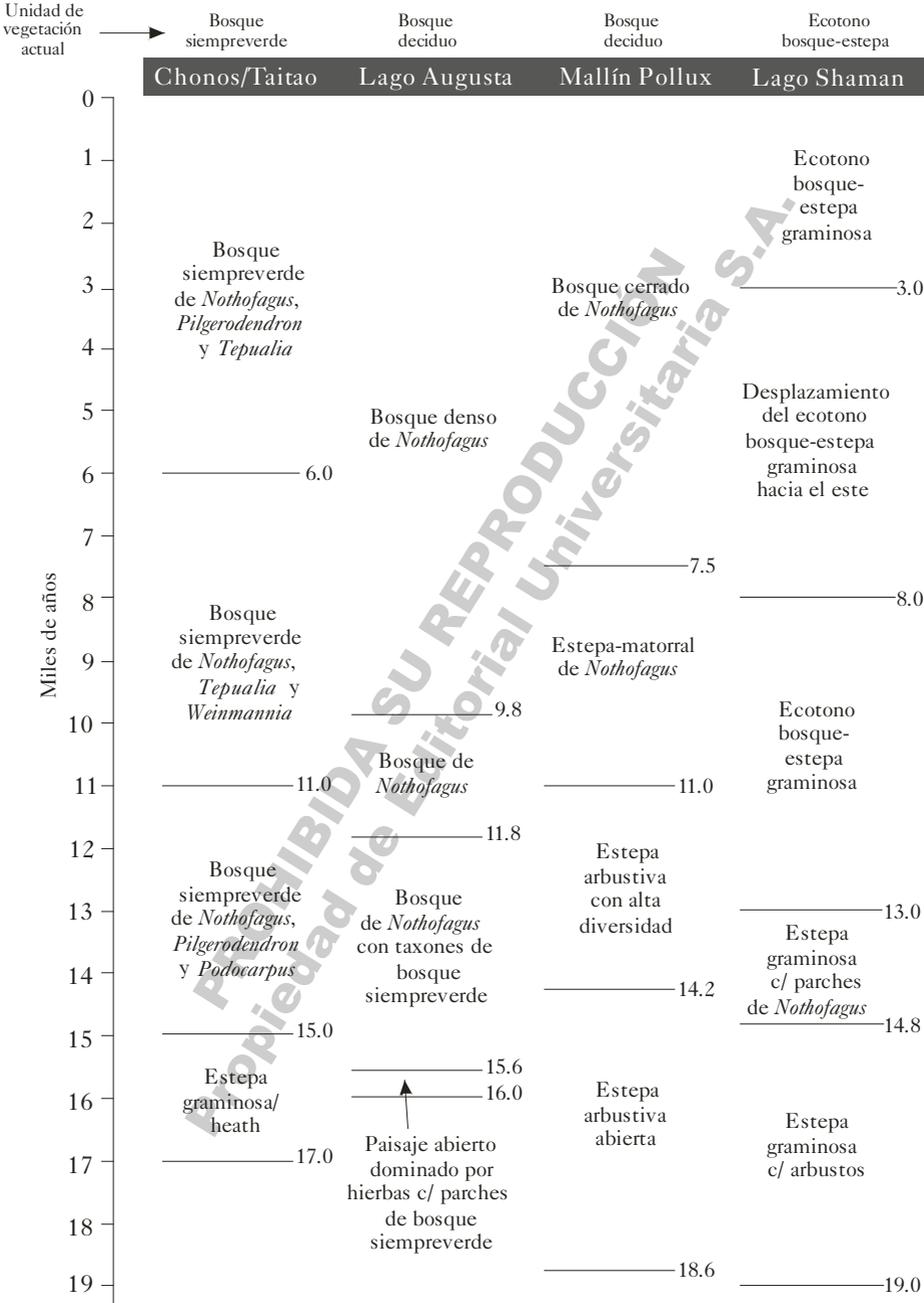


Figura 8. Comparación de los cambios de vegetación en Patagonia Central a partir de los registros de lago Shaman, Mallín Pollux, lago Augusta y Chonos Archipiélago/Península Taitao (Chonos/Taitao).

Durante el Holoceno Temprano (11.000-8.000 años a.p.) los registros de Los Chonos/Taitao muestran un aumento significativo de los elementos termófilos del bosque siempreverde como tepú y tineo (*Tepualia stipularis* y *Weinmannia trichosperma*), indicando un aumento de la temperatura y una disminución de la precipitación que solo se registra en estos sitios (Figura 8)²¹⁴.

Durante el Holoceno Medio (~8.000-7.000 años a.p.), el dominio polínico de *Nothofagus* tipo *dombeyi* en los registros de Los Chonos/Taitao, Mallín Pollux y lago Augusta sugieren el establecimiento de comunidades vegetales similares a las actuales que habrían permanecido sin mayores cambios hasta el presente (Figura 8)²¹⁵. Sin embargo, el registro del lago Shaman sugiere que condiciones más húmedas, bajo una estacionalidad menos marcada que en el presente, habrían prevalecido entre 8.000 y 3.000 años a.p. generando el desplazamiento del ecotono bosque-estepa hacia el este. Un aumento en la frecuencia de incendios de acuerdo con el registro de carbón macroscópico del lago Shaman durante el Holoceno Tardío señalaría el gradual establecimiento de condiciones similares a las actuales acompañadas por una alta frecuencia de incendios, probablemente relacionada con una ocupación humana generalizada de los espacios en Patagonia Central²¹⁶. Durante el Holoceno Tardío los registros de Los Chonos/Taitao sugieren una alta persistencia de incendios alrededor de 3.000 años a.p. producto de un aumento de las ocupaciones humanas así como de una intensificación de la variabilidad climática interanual (p.ej. El Niño)²¹⁷. El registro polínico de Mallín Pollux sugiere la apertura del dosel del bosque relacionada con la caída de ceniza volcánica (de origen desconocido) alrededor de 4.200 años a.p.²¹⁸.

El impacto de la ocupación europea a principios del siglo XX se refleja en los registros polínicos y de carbón de Patagonia Central con un aumento en la frecuencia de incendios y la apertura del dosel del bosque para generar áreas de pastoreo. En Mallín Pollux, lago Augusta y lago Shaman, además, se registra la aparición de especies exóticas como vinagrillo, plantaño y diente de león (*Rumex acetosella*, *Plantago* spp. y *Taraxacum officinale*). En el ecotono bosque-estepa (lago Shaman) el registro señala una sucesión regresiva como consecuencia del sobrepastoreo ovino durante los últimos 100 años en que se da el reemplazo de grupos funcionales de pastos por arbustos.

2.4.2. Patagonia Sur

En esta zona el retroceso de los glaciares comienza a los 17.500 años a.p. asociado a condiciones climáticas frías y secas, las cuales posterior a esta fecha comienzan paulatinamente a tornarse más cálidas y húmedas hasta aproximadamente 8.000 años a.p. Sin embargo, durante este periodo se registra una reversión hacia condiciones más frías entre 14.800-12.600 años a.p. y una fase seca en torno a los 10.000 años a.p. Después de 8.000 años a.p. la mayoría de los registros polínicos no muestran mayores cambios, sin embargo algunos registros muestran pulsos de mayor humedad en torno a 4.000, 2.900, 1.300 y 600 años a.p.

²¹⁴ Haberle y Bennett 2004; Bennett *et al.* 2000.

²¹⁵ Haberle y Bennett 2004; Bennett *et al.* 2000; Markgraf *et al.* 2007; Villa-Martínez *et al.* 2012.

²¹⁶ De Porras *et al.* 2012.

²¹⁷ Haberle y Bennett 2004; Bennett *et al.* 2000.

²¹⁸ Markgraf *et al.* 2007.

Las evidencias glacio-geomorfológicas de Patagonia Sur señalan que el retroceso glaciar durante la terminación del UMG ocurrió a partir de 17.500 años a.p.²¹⁹. Concordantemente con esto, y dependiendo de la ubicación de los registros respecto de la posición del Campo de Hielo Patagónico durante el UMG, se dio comienzo a la sedimentación orgánica en los sitios ubicados más al este alrededor de 17.000 años a.p. Así, el registro de Puerto del Hambre (Figura 3)²²⁰ sugiere condiciones secas y frías y la presencia de paisajes caracterizados por alternancia de estepas gramíneas y tundras magallánicas alrededor del estrecho de Magallanes entre 17.000 y 9.000 años a.p (Figura 9).

Durante el tardiglacial (~14.800-12.600 años a.p.) una reversión al calentamiento paulatino iniciado desde la terminación del UMG fue registrada en Patagonia Sur. Los lóbulos glaciales que cubrían parcialmente el estrecho de Magallanes²²¹ y aquellos estrechamente vinculados a un Campo de Hielo Sur más expandido en la zona del Parque Nacional Torres del Paine²²² y del lago Argentino²²³ habrían alcanzado su máxima posición durante el periodo denominado “Antarctic Cold Reversal” (14.800-12.800 años a.p.)²²⁴.

Si bien ninguno de los registros polínicos de Patagonia Sur que cubren este lapso reflejan esta reversión fría, las comunidades vegetales tanto en Puerto del Hambre²²⁵ como en Gran Campo Nevado (Figura 3)²²⁶ sugieren condiciones frías y secas durante el tardiglacial (Figura 9). De la misma manera, el registro de lago Guanaco (Figura 3)²²⁷ y la curva de precipitaciones anuales reconstruida a partir del registro polínico de Cerro Frías (Figura 3)²²⁸ sugieren la presencia de estepas gramíneas con valores de precipitación en torno a 300 mm anuales entre 13.000-12.000 años a.p (Figura 9).

A partir de 11.000 años a.p., los registros sugieren un aumento progresivo de la precipitación, inferido a partir del desarrollo de bosques siempreverdes en Gran Campo Nevado²²⁹ y estepas gramíneas y arbustivas con presencia creciente de parches de bosque de *Nothofagus* hacia el este (registrados en lago Guanaco, Cerro Frías, Puerto del Hambre; Figura 9)²³⁰. Sin embargo, los registros del lago Guanaco, Cerro Frías y Puerto del Hambre señalan un periodo más seco (con disminución de *Nothofagus*) dentro de esta tendencia general entre 10.500-7.800, 9.500-8.800 y 11.700-9.200 años, respectivamente²³¹. Durante esta fase más seca (~11.000 y 9.000 años a.p.) los registros de carbón macroscópico de Patagonia Sur (con excepción de Gran Campo Nevado) señalan una alta frecuencia de incendios sincrónica a la registrada en Patagonia Central. De acuerdo con Huber y colaboradores²³², el aumento en la ocurrencia de incendios estaría relacionado con el desarrollo de matorrales y bosques de *Nothofagus* en Patagonia Sur bajo condiciones ambientales caracterizadas por una alta variabilidad en la humedad y en particular con sequías de verano.

²¹⁹ McCulloch *et al.* 2005; Sagredo *et al.* 2011.

²²⁰ McCulloch y Davis 2001.

²²¹ McCulloch *et al.* 2005.

²²² Sagredo *et al.* 2011.

²²³ Strelin *et al.* 2011.

²²⁴ Jouzel *et al.* 2001.

²²⁵ McCulloch y Davis 2001.

²²⁶ Fesq-Martin *et al.* 2004.

²²⁷ Moreno, Francois, Moy y Villa-Martínez 2010.

²²⁸ Tonello *et al.* 2009.

²²⁹ Fesq-Martin *et al.* 2004.

²³⁰ McCulloch y Davis 2001; Moreno, Francois, Moy y Villa-Martínez 2010; Tonello *et al.* 2009.

²³¹ McCulloch y Davis 2001; Moreno, Francois, Moy y Villa-Martínez 2010; Tonello *et al.* 2009.

²³² Huber *et al.* 2004.

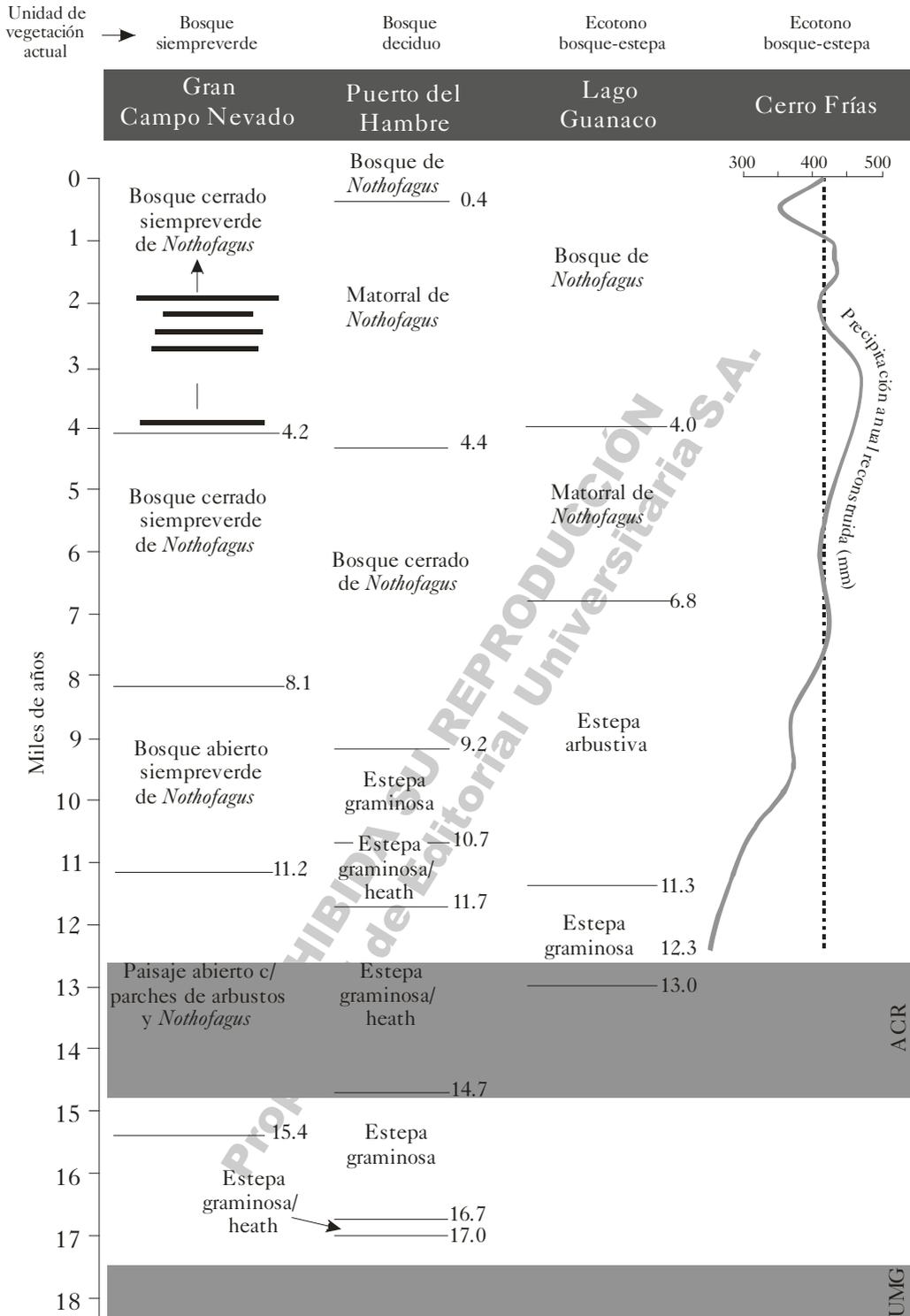


Figura 9. Comparación de los cambios de vegetación en Patagonia Sur a partir de los registros de Gran Campo Nevado, Puerto del Hambre y Lago Guanaco, y la curva de precipitación anual reconstruida (mm) de Cerro Frías. Las bandas grises indican el Último Máximo Glaciar (UMG) y el Antarctic Cold Reversal (ACR).

A partir del Holoceno Medio (~8.000 años a.p.), bosques siempreverde similares a los actuales se establecieron en el oeste de Patagonia Sur mientras que los registros del estrecho de Magallanes y alrededores del Campo de Hielo Sur sugieren el desarrollo de matorrales, bosques de *Nothofagus* y/o del ecotono bosque-estepa (Figura 9). Con excepción del bosque siempreverde, las fluctuaciones de estas comunidades durante el Holoceno Medio y Tardío habrían sido menores y sujetas a cambios en la precipitación producto de la dinámica del Cinturón de Vientos del Oeste a escala de milenios²³³. Así, el registro del Gran Campo Nevado señala la destrucción parcial del bosque siempreverde como consecuencia de la caída de ceniza de la erupción del Monte Burney a los ~4.200 años a.p. y su posterior recuperación 800 años después (Figura 9)²³⁴. El registro polínico del lago Guanaco señala sucesivas expansiones del bosque y los matorrales de *Nothofagus* a 4.400, 2.900, 1.300 y 600 años a.p. (bajo condiciones más húmedas) intercaladas con periodos de apertura del dosel del bosque y los matorrales y aumento de la frecuencia de incendios (bajo condiciones más secas) (Figura 9)²³⁵. Los eventos de expansión del bosque coinciden cronológicamente con avances neoglaciales registrados para el Campo de Hielo Sur señalando que un aumento en la actividad del Cinturón de Vientos del Oeste podría haber sido uno de los factores determinantes de los avances neoglaciales en Patagonia durante los últimos 5.000 años²³⁶. En Cerro Frías la curva de precipitación anual reconstruida señala altos valores (400-450 mm) entre 8.000 y 1.000 años a.p. alcanzando su máximo a 4.500-3.000 años a.p. (Figura 9)²³⁷.

A principios del siglo XX todos los registros de Patagonia Sur muestran el impacto de la colonización europea reflejada en la drástica apertura del dosel del bosque y los matorrales por tala o quema (incremento de la frecuencia de incendios) para generar áreas de pasturas para el ganado así como por la aparición de especies exóticas como el vinagrillo.

2.5. Chile Insular

Dentro de esta sección hemos incluido solamente los registros polínicos y sedimentológicos disponibles para la Isla de Pascua, en consideración a que es la única isla fuera de la plataforma continental con evidencia arqueológica hasta la fecha.

2.5.1. Isla de Pascua

Varios registros polínicos y sedimentológicos se han realizado en la Isla de Pascua, algunos de los cuales llegan hasta más de 35.000 años a.p.²³⁸, no todos los cuales son totalmente sincrónicos en los cambios registrados ni en sus interpretaciones. Sin embargo una buena revisión de la información disponible en términos de reconstrucción paleoecológica es posible encontrar en Rull y colaboradores²³⁹.

Los registros de Isla de Pascua muestran, desde el comienzo de su depositación en el Pleistoceno Tardío, altas proporciones de polen de la familia Palmae acompañados de Poa-

²³³ Moreno P, *et al.* 2009; Tonello *et al.* 2009.

²³⁴ Fesq-Martin *et al.* 2004.

²³⁵ Moreno, François, Moy y Villa-Martínez 2010.

²³⁶ Moreno, François, Moy y Villa-Martínez 2010.

²³⁷ Tonello *et al.* 2009.

²³⁸ Flenley y King 1984; Margalef *et al.* 2013; Sáez *et al.* 2009.

²³⁹ Rull *et al.* 2010.

ceae y Asteraceae, sugiriendo un bosque de palmeras, pero algo abierto, bajo condiciones más frías y secas que las actuales hasta 18.000 años a.p. Posteriormente, el aumento en las proporciones de polen de *Palmae* sugiere un bosque de palmeras más cerrado bajo condiciones más húmedas y cálidas hasta el final del Pleistoceno²⁴⁰.

Durante prácticamente todo el Holoceno los registros polínicos muestran el dominio casi absoluto de polen de la familia *Palmae*. Sin embargo durante este periodo la mayoría de los registros muestran reversiones en los fechados radiocarbónicos y un hiato deposicional durante el Holoceno Tardío²⁴¹, el cual en algunos casos ha sido asociado a una gran sequía ocurrida entre 4.400-800 años a.p.²⁴². De igual manera en el lago Raraku una serie de indicadores paleoambientales sugiere bajos niveles lacustres y ambientes de baja energía durante el Holoceno Temprano. A partir de 8.700 y hasta 4.500 años a.p. se infiere el paso desde un lago somero a un pantano que ocupó completamente la cuenca mostrando una tendencia a mayor desecación, interrumpido por un breve episodio de aumento de humedad entre 6.200-5.800 años a.p., y posteriormente, al igual que en otros registros, una ausencia o pérdida de depositación de sedimentos (hiato de depositación) hasta los 800 años a.p.²⁴³. Uno de los registros de Rano Aroi y otro de Rano Raraku presentan escasa pérdida de sedimentos entre ~4.500-800 años a.p., mostrando que la fase más seca parece haber ocurrido entre ~5.000-2.500 años a.p.²⁴⁴.

Así, el Holoceno Tardío está bien representado en el perfil palinológico del lago Raraku, el cual muestra la presencia de un bosque denso de palmeras desde inicios del registro a los 3.740 años a.p. y hasta ~2.400 años a.p., momento en el cual comienza a disminuir la densidad del bosque de manera gradual y es reemplazado por plantas herbáceas, las que alcanzan el dominio casi absoluto a los ~475 años a.p., proceso que es acompañado del aumento en los registros de carbón. Adicionalmente, este registro muestra dos hiatos que han sido interpretados como eventos de sequía entre ~1.450-785 años a.p. y entre ~380-230 años a.p., coincidentes cronológicamente con la Anomalía Climática Medieval y una fase más seca dentro de la Pequeña Edad del Hielo. También es registrada una fase más fría y húmeda a partir de los ~750 años a.p.²⁴⁵, como lo sugieren los otros registros que presentan hiato de depositación antes de ~800 años a.p. Para este momento, se discute si la retracción del bosque de palmeras es por causas antrópicas o naturales²⁴⁶.

²⁴⁰ Azizi y Flenley 2008.

²⁴¹ Butler *et al.* 2004.

²⁴² Mann *et al.* 2008; Cañellas-Boltà *et al.* 2012.

²⁴³ Cañellas-Boltà *et al.* 2012; Saéz *et al.* 2009.

²⁴⁴ Margalef *et al.* 2013.

²⁴⁵ Cañellas-Boltà *et al.* 2013.

²⁴⁶ Flenley *et al.* 1991; McCall 1993; Hunter-Anderson 1998.