



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

**CONDICIONES CLIMÁTICAS Y NEOGLACIACIÓN DURANTE EL  
HOLOCENO MEDIO EN LATITUDES MEDIAS DEL HEMISFERIO  
SUR**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGISTER EN CIENCIAS, MENCIÓN  
GEOFÍSICA**

**CLAUDIO ANDRÉS BRAVO LECHUGA**

**PROFESORA GUÍA:  
MAISA ROJAS CORRADI**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
RENÉ GARREAUD SALAZAR  
ESTEBAN SAGREDO TAPIA**

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por Proyecto FONDECYT N°1131055, FONDAP-  
CONICYT N° 15110009 (CR<sup>2</sup>) y Beca CONICYT Magister Nacional

**SANTIAGO DE CHILE  
MAYO, 2014**

# Resumen

El trabajo presentado en esta tesis corresponde a una evaluación de la línea de equilibrio glaciar (ELA) y las condiciones climáticas existentes durante el Holoceno medio (HM, 6000 años A.P.) comparado con el periodo pre-industrial (PI, año 1750) en latitudes medias del Hemisferio Sur. El trabajo se concentra en la cordillera de los Andes en Patagonia y los Alpes del Sur en la Isla Sur de Nueva Zelanda. Para la evaluación de las condiciones climáticas se comparan los datos mensuales de temperatura y precipitación de las simulaciones del *Paleoclimate Modelling Intercomparison Project Phase II* (PMIP2) y además se analiza el índice del Modo Anular del Sur (SAM) con los datos mensuales de presión al nivel del mar de los mismos modelos. En cuanto a la línea de equilibrio glaciar, esta se determinó a través de la aplicación de un modelo de balance de masa con los datos diarios de los mismos modelos PMIP2 analizados. De este modelo se obtuvo la ELA para ambos periodos.

Durante el HM, las condiciones climáticas son significativamente ( $p \leq 0.05$ ) más frías en los meses de Diciembre, Enero y Febrero (DJF), Marzo, Abril y Mayo (MAM) y Junio, Julio y Agosto (JJA) y significativamente más cálidas en los meses de Septiembre, Octubre y Noviembre (SON). Estos cambios tienen relación con los cambios en la insolación entre ambos periodos. Las precipitaciones no muestran cambios significativos ( $p \leq 0.05$ ). A pesar de ello, se observa un patrón temporal en casi todas las regiones analizadas, con menores precipitaciones en los meses de Mayo a Septiembre y mayores precipitaciones en los meses de Octubre a Abril durante el HM. En cuanto a SAM durante el HM, los meses de DJF, MAM y JJA muestran una predominancia de los eventos negativos, asociados a menores temperaturas en latitudes medias. En SON predominan los eventos SAM positivos asociados a mayores temperaturas. La relación SAM con precipitación y vientos del oeste presenta algunas diferencias espaciales. Primero latitudinalmente existe un cambio en el signo de la relación entre SAM y los vientos del oeste (y por ende la precipitación) que varía de acuerdo a los modelos PMIP2 y la estación analizada y segundo existe una respuesta opuesta en la precipitación entre la vertiente oriental y occidental tanto de los Andes como de los Alpes del Sur y que los modelos PMIP2 por su resolución no son capaces de mostrar.

Las condiciones de equilibrio glaciar en respuesta a las diferencias de las condiciones climáticas se traducen en una ELA más baja de 15 a 33 [m] durante el HM respecto al PI, en ambas regiones analizadas. Este valor representa una escasa diferencia, sin embargo puede significar cambios de área importantes dependiendo de la hipsometría glaciar y considerando que el valor corresponde a una ELA climatológica. La principal causa de esta diferencia corresponde a las diferencias significativas en la temperatura y a que los glaciares de latitudes medias son mayormente sensibles a la temperatura por sobre la precipitación

La diferencia de ELA entre ambos periodos indicaría que los glaciares en latitudes medias no alcanzaron su máxima extensión durante el PI o que al menos la fluctuación del HM y la PI se encuentran dentro del mismo rango de longitudes.

Finalmente la utilización de este modelo de balance de masa glaciar forzado por varios modelos globales del PMIP2, permite tener una visión general de las condiciones de los glaciares en respuesta a las condiciones climáticas de ambos periodos, a pesar de existir ciertas incertezas asociadas a las parametrizaciones del mismo modelo y la resolución gruesa de los modelos PMIP2.

# Abstract

This work corresponds to an evaluation of the glacier equilibrium line altitude (ELA) and climate conditions during the Mid-Holocene (MH, 6000 year B.P.) compared with pre-industrial time (PI, year 1750) in the mid latitudes of the Southern Hemisphere. The study area correspond to the Andes of Patagonia and the Southern Alps in the Southern Island of New Zealand. Temperature and precipitation monthly data from PMIP2 models were compared and the Southern Annular Mode (SAM) index was analyzed using monthly sea level pressure of the same models. A glacier mass balance model was used with daily data from the same PMIP2 models to obtain glacier equilibrium line altitude (ELA) for both periods.

Differences in climate conditions during these two periods showed significantly ( $p \leq 0.05$ ) colder temperatures in December, January and February (DJF), March, April and May (MAM) and June, July and August (JJA) during MH and significantly warmer temperatures in September, October and November (SON) during MH. These changes have direct relation with insolation changes between the two periods. Precipitations does not show significant changes, but shows a temporal pattern with less precipitation from August to September and more precipitation from October to April during the MH. About SAM events, during DJF, MAM and JJA show a predominance of the positive phase according to cold conditions and SON show a predominance of the negative phase according to warm temperatures in mid latitudes. Relations between SAM and precipitation/southern westerlies show some spatial differences. First, there is a change in the latitude where the SAM is directly correlated with westerlies (and precipitation), this depend of the PMIP2 model and the season of the year. Second, there is a opposite response in precipitation changes between the west side and east side of the Andes and the Southern Alps that PMIP2 models with their coarse resolution do not show.

Glaciers respond to differences in climate conditions with a lower ELA during the MH in both analyzed regions. The value is between 15 and 33 [m] less in the altitude of the ELA during the MH with to respect the PI. These changes, although small, can mean significant changes in glacier area considering the hypsometry of specific glacier and that the value is a climatological ELA. The main cause of this difference are the significantly colder temperature during the MH and the fact that mid latitude glaciers tend to be more sensitive to temperature change over precipitations changes.

Glacier response in MH indicated that glaciers in mid-latitudes do not have the large extension during the PI or at least that glacier extension in the PI and the MH is in the same range of fluctuations.

Finally, despite of the simplicity of the mass balance model used, its use forced by a number of global model simulation from PMIP2 allowed a general view of the glacier response to climate conditions in both periods in spite of certain uncertainties associated to model parameterization and coarse resolution of PMIP2 models.

# Agradecimientos

Quisiera agradecer a quienes de una forma u otra hicieron posible el desarrollo de esta tesis y la finalización del magister. A las personas e instituciones que a través de su apoyo personal, académico y económico hicieron posible la finalización de este trabajo.

Primero agradecer el financiamiento de esta tesis otorgado por el Proyecto FONDECYT N°1131055 durante la primera parte de este trabajo de tesis y al *Center for Climate and Resilience Research (CR2)*, a través de su directora Laura Gallardo, a quienes no solo agradezco por su financiamiento sino también por emprender el arduo trabajo interdisciplinario en el actual contexto climático.

Además agradecer a la Comisión Nacional de Ciencia y Tecnología (CONICYT) quienes a través de la Beca Magister Nacional otorgada el año 2012 me permitieron realizar los cursos de este magister con dedicación exclusiva y a la Vicerectoría de Asuntos Académicos de la Universidad de Chile por el financiamiento otorgado a través del Programa Ayuda de Estadías Cortas de Investigación 2012/2013, lo cual permitió mi pasantía en Victoria University of Wellington en Nueva Zelanda durante un mes.

Quiero agradecer especialmente a mi Profesora guía Maisa Rojas por la disponibilidad a trabajar en este tema así como por su constante preocupación para la correcta finalización de este trabajo de tesis. A los profesores del Magister Roberto Rondanelli, Ricardo Muñoz, René Garreaud y Humberto Fuenzalida por su constante motivación y enseñanzas en los diversos cursos que tuve la oportunidad de realizar.

Desde el punto de vista académico: a Andrew Mackintosh de Victoria University of Wellington por recibirme durante la pasantía y a Brian Anderson, de la misma universidad, por los datos otorgados, las observaciones y recomendaciones realizadas y la oportunidad de participar junto a él en una campaña de terreno en los Alpes del Sur. A Esteban Sagredo (Departamento de Geografía, Pontificia Universidad Católica) por la discusión sobre el modelo de balance de masa y las recomendaciones para el análisis de los datos de la modelación realizada. A Andrés Rivera y Thomas Loriaux del Centro de Estudios Científicos (CECs) por los datos de balance de masa del glaciar Mocho y los datos de altitud de línea de equilibrio de Campo de Hielo Sur. A Mike Willis de Earth Atmospheric Science, Cornell University por los datos de altitud de línea de equilibrio de Campo de Hielo Norte y a Mariano Masiokas del Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA) por las climatologías de la zona de Patagonia.

A Cecilia Montecino del CR2 por toda la ayuda otorgada en la parte final de esta tesis y al Profesor Javier Ruiz, coordinador del Magister, por atender todas mis dudas durante la duración de este Magister.

Agradecer a mis compañeros de Magister, de los cursos de postgrado y amigos en el Departamento de Geofísica con quienes compartí durante estos años: Nicolás, Andrea, Marcelo, Maxi, Priscilla, Cecilia, Pamela, Cristian y Luzma.

A los amigos de siempre que han estado ahí para el apoyo recreativo y existencial, a Juan Pablo, Carlos, Pablo O., Fabián, Valentina, Víctor, Pedro, Vicente, Rodrigo, Charly, Pablo S., Waleska, Karen y Andrés.

Por último el agradecimiento más grande es a mi familia, mi madre, mi padre y mis hermanos por el constante apoyo emocional en esta tarea y durante todos estos años. Sin ellos nada sería posible. Y por supuesto agradecer a mi compañera, Nataly, por su apoyo y motivación pero especialmente por su paciencia en ya 5 años de compartir la vida.

## Tabla de contenido

<b>1. Introducción</b>	3
<b>2. Planteamiento del problema</b>	5
2.1 Actividad glacial en el Holoceno	5
2.2 Forzantes climáticos	10
<b>3. Antecedentes</b>	16
3.1 Área de estudio	16
3.2 Glaciología general	19
3.3 Forzantes climáticas y sensibilidad de los glaciares	20
3.4 Modelación glaciológica	22
3.5 Sensibilidad glaciar a los cambios climáticos	25
<b>4. Hipótesis y Objetivos</b>	28
4.1 Hipótesis	28
4.2 Objetivo general	28
4.3 Objetivos específicos	28
<b>5. Metodología</b>	29
5.1 Materiales	29
5.1.1 Modelos PMIP2	29
5.1.2 Datos Climate Research Unit (CRU)	30
5.1.3 Datos modelo regional PRECIS	31
5.1.4 Datos estaciones meteorológicas y otras fuentes de datos	31
5.2 Método	33
5.2.1 Diferencias climáticas Holoceno medio (HM) y pre-industrial (PI)	33
5.2.2 Corrección datos diarios PMIP2	36
5.2.3 Modelo de balance de masa glaciar grados-días	37
5.2.5 Limitaciones	43
5.2.6 Análisis de los datos de salida	44
<b>6. Resultados</b>	45
6.1 Descripción datos modelos PMIP2	45
6.1.1 Temperatura	45
6.1.2 Precipitación	51
6.1.3 Síntesis de la sección	57
6.2 Comparación de condiciones climáticas Holoceno medio (HM) y pre-industrial (PI)	58
6.2.1 Temperatura	58
6.2.2 Precipitación	61
6.2.3 Modo anular del Sur (SAM)	63
6.2.4 Síntesis de la sección	71
6.3 Análisis del modelo de balance de masa glaciar	72

6.3.1	Sensibilidad del modelo a los parámetros .....	72
6.3.2	Aplicación del modelo de balance de masa a condiciones actuales .....	75
6.3.3	Síntesis de la sección .....	77
6.4	Diferencias de altitud de línea de equilibrio (ELA) entre el Holoceno medio (HM) y el pre-industrial (PI).....	78
6.5	Sensibilidad de los glaciares en Patagonia .....	84
6.5.1	Sensibilidad a forzantes climáticas .....	84
6.5.2	Sensibilidad glaciar e hipsometría .....	87
6.5.3	Síntesis de la sección .....	90
<b>7.</b>	<b>Discusión</b> .....	<b>92</b>
7.1	Condiciones climáticas .....	92
7.2	Comparaciones de ELA.....	97
7.2.1	Comparación con reconstrucciones basadas en registros <i>proxy</i> .....	97
7.2.2	Comparación con ELAs actuales .....	104
7.3	Análisis de diferencias ELA climatológica entre HM y PI .....	113
7.4	Cambios de ELA climatológica asociado a las diferencias en temperatura y precipitación en el ciclo anual .....	115
7.5	Esquema final relación clima-respuesta glaciar .....	116
<b>8.</b>	<b>Conclusiones</b> .....	<b>118</b>
<b>9.</b>	<b>Referencias</b> .....	<b>121</b>

# 1. Introducción

Gran parte del análisis de los cambios climáticos en los últimos 10000 años en el Hemisferio Sur se han concentrado en la Patagonia en Chile y Argentina (Clapperton & Sugden, 1988; Porter, 2000; Rodbell et al., 2009) y en los Alpes del Sur en Nueva Zelanda (Gellatly et al., 1988; Porter, 2000; Schaefer et al., 2009) y consiste principalmente en detectar y realizar dataciones sobre rasgos del paisaje que denotan avances glaciares, entendiendo a estos últimos como indicadores sensibles de las características climáticas y por ende con una respuesta en su balance de masa que se traduce en cambios de su área y volumen (Oerlemans, 2001; Ruddiman, 2008; Benn & Evans, 2010). Existe gran cantidad de bibliografía tendiente a analizar la variabilidad climática durante el Holoceno a partir de los trabajos pioneros de Porter & Denton (1967) y Denton & Karlen (1973) que definieron el termino neoglaciación para los avances glaciares durante el Holoceno a nivel global.

Se ha establecido, de forma general, que la magnitud de los cambios de temperatura durante el Holoceno es del orden de  $1 - 2$  [°C] (Kump et al., 2010). La importancia de estos valores radica en que se encuentran dentro del rango de proyección de aumento de temperatura para los próximos años (IPCC, 2007), por lo que entender la respuesta glaciaria a cambios climáticos en el pasado, además de ayudar a entender los mecanismos de estos cambios, puede dar señales de la respuesta de los glaciares en el futuro cercano.

Específicamente para el Holoceno medio (HM), aun se discute en la literatura científica cuales eran las condiciones climáticas y si estas permitieron alguna tipo de respuesta en los glaciares. Las causas de las diferencias en el clima en el HM respecto a otros periodos del Holoceno en el Hemisferio Sur se encontraría asociada a la variabilidad de la radiación solar, la cual muestra un comportamiento desigual entre ambos hemisferios, por ejemplo, respecto al periodo Pre-industrial (Rojas & Moreno, 2011). Por otro lado, registros geomorfológicos y dataciones determinaron avances glaciares durante el HM en Nueva Zelanda y Patagonia (Douglass et al., 2005; Schaefer et al., 2009; Harrison et al., 2012; Putnam et al., 2012).

Frente a estas evidencias, el trabajo presentado en esta tesis, corresponde a una evaluación de la línea de equilibrio glaciaria (ELA) y las condiciones climáticas existentes durante el Holoceno medio (HM, 6000 años A.P.) y el periodo pre-industrial (PI, 1750) en latitudes medias del Hemisferio Sur y busca, de forma general, responder a preguntas como ¿Cuál era la condición de equilibrio de los glaciares en latitudes medias del Hemisferio sur bajo las condiciones climáticas existentes para ambos periodos? y ¿Qué forzantes climáticos podrían explicar esta respuesta para ambos períodos?

A través de la utilización de datos diarios y mensuales de temperatura y precipitación de los modelos PMIP2 y de un modelo de balance de masa glaciaria, se establece la condición de equilibrio de los glaciares durante el HM y el PI en Patagonia y Nueva

Zelandia. Con este objetivo se analiza específicamente la respuesta de la línea de equilibrio glacial (ELA, por sus siglas en inglés), la cual corresponde a un parámetro sensible a las condiciones climáticas.

En este contexto la evaluación del comportamiento y la dinámica glacial y su cuantificación en diversos periodos, permitirá realizar inferencias de la relación de los glaciares con el clima, evaluando las respuestas asociadas y su sensibilidad a los cambios climáticos. La comparación del retroceso glacial actual con las variaciones glaciares durante el Holoceno provee de importante información para el entendimiento de las tendencias naturales, los impactos humanos y en definitiva del cambio climático.

## 2. Planteamiento del problema

La motivación de la investigación para el trabajo de esta tesis se sustenta en las distintas evidencias de registros de avances glaciares encontrados en el área de estudio y la discusión en torno a cuáles eran las condiciones climáticas durante el Holoceno temprano a medio sobre la base de registros proxys y modelos climáticos. Por lo tanto en esta sección, primero, se describen los antecedentes referentes a la dinámica glacial en el Holoceno, con especial énfasis en la evidencia encontrada para el Holoceno medio y segundo se discute acerca de como realmente era el clima en el periodo Holoceno, temprano a medio asociado a sus forzantes climáticos y de circulación y sobre la base de distintos registros proxys.

### 2.1. Actividad glacial en el Holoceno

El Holoceno es el término adoptado para los últimos 11500 años de la escala geológica (Mayewsky et al., 2004). A pesar de un clima relativamente estable, ha presentado avances glaciares menores, tanto en el Hemisferio Norte como en el Sur. La causa más importante para las fluctuaciones climáticas durante el Holoceno, se debe a variaciones en la actividad solar. Por ejemplo el mínimo de Maunder (episodio más reciente de reducida actividad solar) se vincula a la Pequeña Edad del Hielo (PEH), periodo con bajas temperaturas a escala global, donde los glaciares avanzaron (Benn & Evans, 2010). Sin embargo se ha discutido que durante gran parte del Holoceno, las variaciones climáticas también están asociadas a otros forzamientos como el orbital y volcánico (Wanner et al., 2008).

Las variaciones de temperatura y precipitación en el Holoceno, se han traducido en avances glaciares conocidos como Neoglaciaciones (Denton & Karlen, 1973). Las zonas correspondientes a las latitudes medias en el Hemisferio Sur (aproximadamente entre 30° a 55° S), presentan evidencias en el paisaje de los cambios y de la variabilidad climática asociada a diversos forzantes naturales durante todo el Holoceno (Porter, 2000). Se han establecidos diversas cronologías de las Neoglaciaciones asociadas a la evidencia geomorfológica, existiendo puntos de convergencia y divergencia en la literatura científica. Estas evidencias se concentran en los últimos 5000 años A.P. y no en el periodo 11000 a 6000 años A.P. En Patagonia, de acuerdo a Glasser et al. (2004) esta fase es generalmente considerada como un intervalo sin avances glaciares, conocida como el “*Óptimo Climático del Holoceno*” (OCH).

La reconstrucción de las fluctuaciones neoglaciales durante el Holoceno en Chile, se ha realizado en Patagonia, especialmente en los alrededores de los Campos de Hielo Norte y Sur, siendo el principal modelo el derivado de los trabajos de Mercer (1976). En la cronología de este modelo ocurren avances entre 4700 - 4200 años AP.; 2700 - 2000 años A.P. y durante la Pequeña Edad del Hielo (1650 a 1850). Aniya (1995) por otro lado, reconoce cuatro avances Neoglaciales, hace 3600, 2300, 1600-1400 y 300 años A.P.

A pesar de que investigaciones realizadas en las últimas décadas han establecido que entre los 10000 y 6000 años antes A.P. existían condiciones climáticas cálidas en el Hemisferio Sur, existen indicios de condiciones más frías. Wenzens (1999, 2005) duda de la extensión del OCH en Patagonia, demostrando a través de evidencia geomorfológica, la ocurrencia de episodios de cambio climático en el Holoceno temprano a medio y en particular de un episodio frío hace ~6000 a A.P. Por otro lado Moreno (2004) a través del análisis de polen en testigos de sedimentos del lago Condorito (41° 45' S) indica condiciones secas y relativamente más cálidas entre 10000 y 8000 a A.P. A partir de los 8000 a A.P. las precipitaciones comienzan a aumentar para alcanzar un máximo entre los 6000 y 5000 a A.P. (Moreno, 2004). Para este periodo, la evidencia geomorfológica de avances glaciares en el Hemisferio Sur ha sido encontrada tanto en Patagonia (Wenzens, 2005; Douglass et al. 2005) como en Nueva Zelanda (Schaefer et al., 2009; Burrows et al., 2002<sup>1</sup>). Mayewski et al. (2004) si bien no indica avances glaciares para la Patagonia chilena-argentina, si indica avances glaciares en Nueva Zelanda, asociada a una circulación atmosférica intensificada y en general condiciones más frías en el Hemisferio Sur, inferencias realizadas del análisis de testigos de hielo de la Antártica.

En el caso de la Patagonia, la evidencia de avances glaciares se ha encontrado en dataciones cosmogénicas de bloques erráticos en morrenas en el sector del lago General Carrera (46° S). Esta evidencia indica mayor actividad glacial hace 6200 años A.P. La localización de estas morrenas permite estimar las características paleo-glaciares. En este caso se estima que la altitud de la línea de equilibrio se encontraría unos 300 m más baja que la actualidad (asumiendo un AAR [rango del área de acumulación] de 0.65 ±0.05). Para que ello ocurra, es necesario 1000 [mm/a] mas de precipitación o 2.4 [°C] menos que la actualidad o una combinación entre ambas (Douglass et al., 2005).

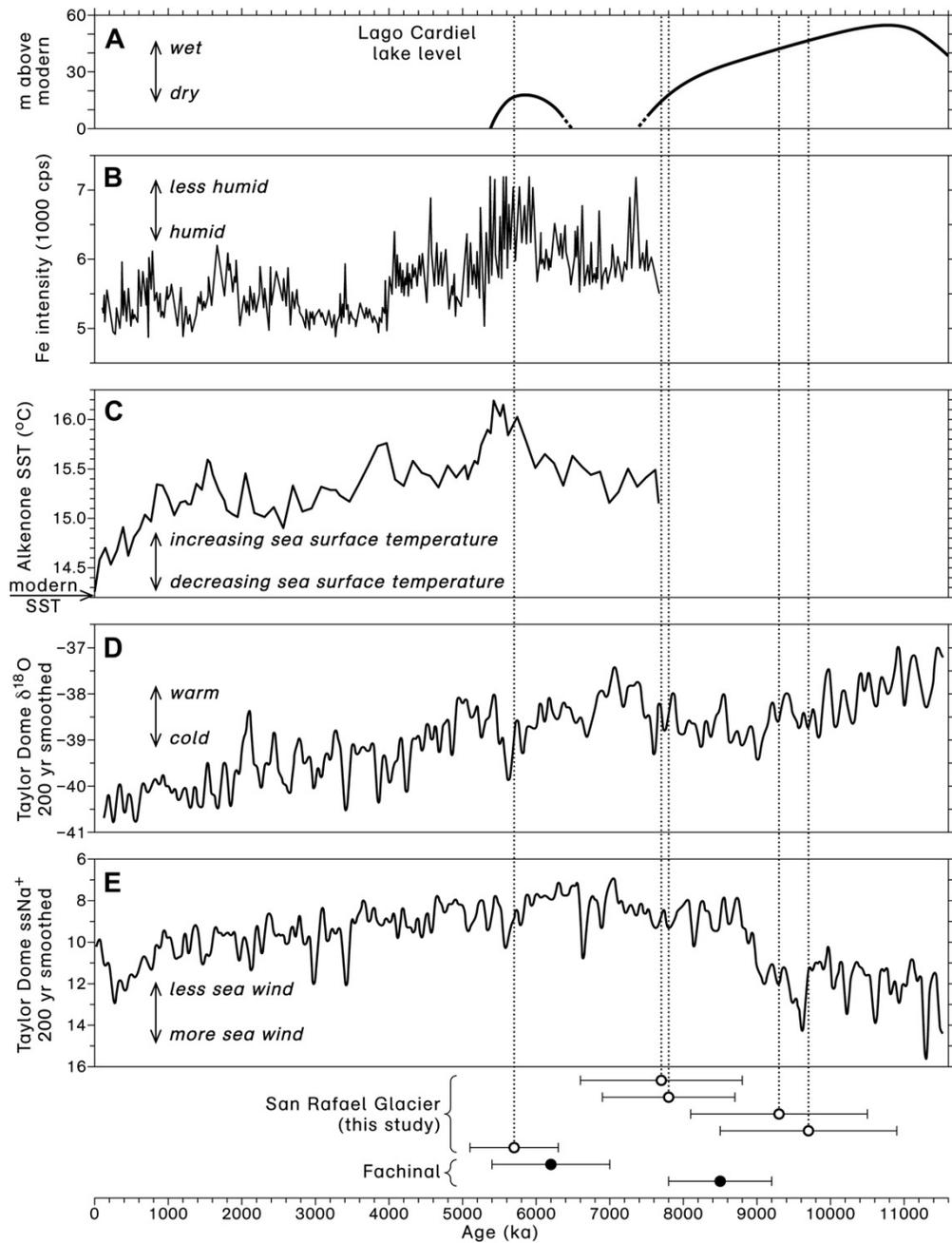
Otras evidencias en la región indican avances glaciares al este de la Cordillera de Los Andes, donde Wenzens (2005)<sup>1</sup> indica diversos avances post UMG. Entre ellos se destaca, de acuerdo a sus dataciones, que varios cordones morrénicos fueron depositados entre aproximadamente 9500 a A.P. y 7500 a A.P. en la zona sur del monte San Lorenzo en la frontera chileno- argentina (48°S). Otras dataciones, del mismo autor, indican posiblemente el retiro de los hielos posterior al avance glacial para diversas zonas en el flanco oriental de la cordillera de los Andes y que se correlacionan con el aumento del nivel del lago Cardiel hace 5800 a A.P. En la zona del monte San Lorenzo (47°35'S) este evento se asocia a las dataciones para 5500 a A.P., mientras que para el lago San Martín (49°S) se asocia a la datación de hace 5850 a A.P. En esta misma zona, aumentos del nivel de lago fueron determinados en terrazas datadas en el lago Pueyrredón (47°S) hace 5600 a A.P, y en el lago Buenos Aires (46°30'S) hace 5700 a A.P. De acuerdo a Wenzens (2005) los lóbulos glaciares de tipo desprendente para los lagos Buenos Aires, Pueyrredón y San Martín terminaban en una distancia de 150, 100 y 50 km desde su posición actual, donde para alcanzar estas magnitudes los glaciares necesitaban de condiciones con mucha más precipitación y/o bajas temperaturas.

Existe aun más evidencias de actividad glaciar en la zona del Monte Sarmiento ( $54^{\circ} 26' S$ ) donde Strelin et al. (2008) indica como el primer avance glaciar post Último Máximo Glacial, el ocurrido en el valle del glaciar Ema entre 6766 a 5661 años A.P., donde se ha encontrado un sistema de morrenas externas al resto de los cordones asociado a las neoglaciaciones, sin embargo, no se descarta que dichas morrenas sean originadas en el periodo tardi-glacial. Recientemente Harrison et al. (2012) determino edades de 5700 a A.P. para morrenas localizados al oeste del Campo de Hielo Norte ( $46^{\circ} 36' S / 73^{\circ} 57' W$ ) asociadas al glaciar San Rafael. De acuerdo a Harrison et al. (2012) el avance del glaciar San Rafael hace 5700 a A.P. esta en concordancia con una etapa de aumento de las precipitaciones y descenso de las temperaturas desde 6600 a A.P., como se aprecia en la **Figura 2.1.**, y además se encuentra en fase con la evidencia palinológica y estratigráfica encontrada en la Isla Grande de Chiloé ( $43^{\circ}S$ ) (Abarzúa et al., 2004).

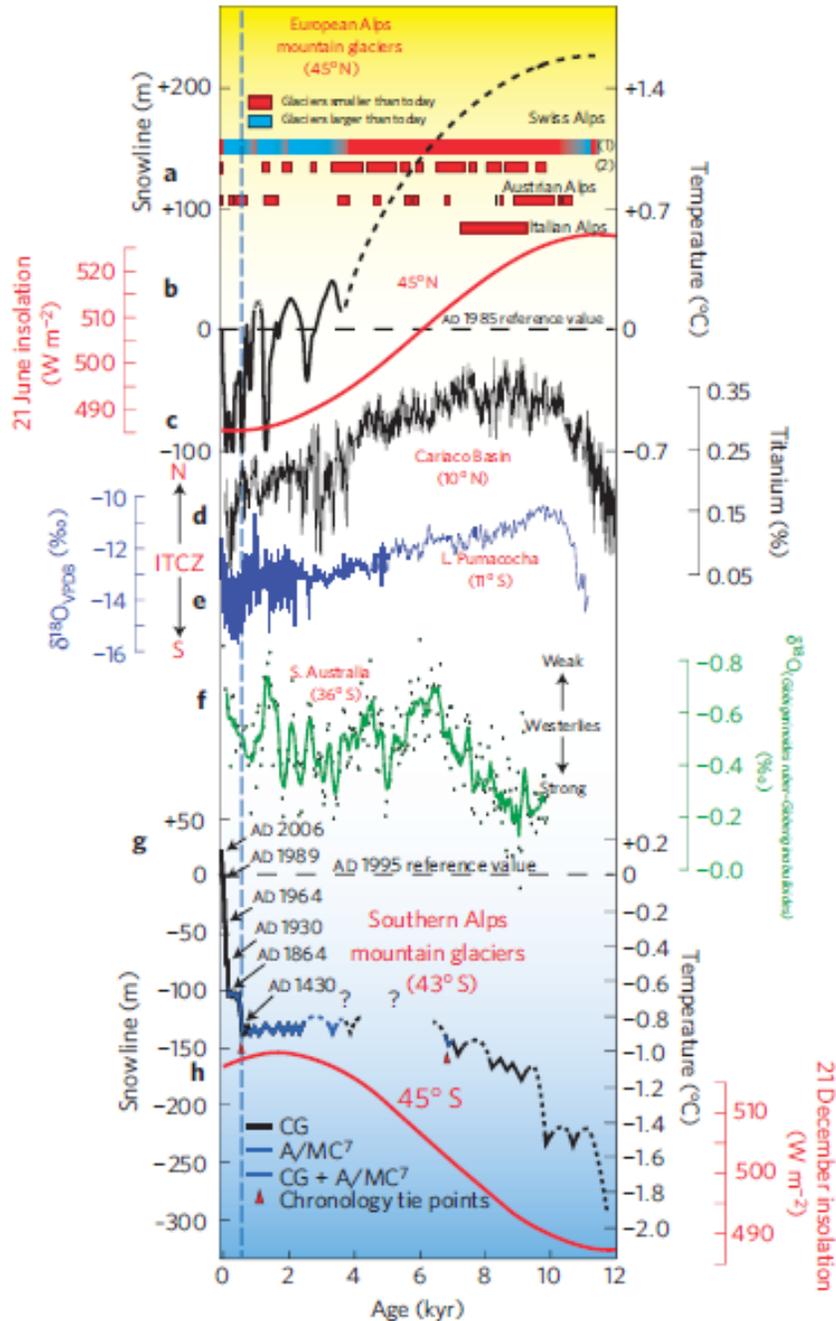
La evidencia en los Alpes del Sur de Nueva Zelanda, indica la existencia de formas glaciales asociadas a los glaciares Tasman y Mueller ( $43^{\circ}50' S/170^{\circ}E$ ) donde a través del análisis de muestras obtenidas en morrenas y con análisis  $^{10}Be$  de ellas, se determino una edad de  $6740 \pm 160$  a A.P. (Schaefer et al., 2009, edad actualizada en Putnam et al., 2012). Esta edad es concordante con la estimada en Putnam et al. (2012) para el glaciar Cameron ( $\sim 43^{\circ}20'S/171^{\circ}E$ ) donde es estimó para uno de los cordones morrénicos una edad de  $6890 \pm 190$  a A.P, lo que indicaría condiciones climáticas regionales características sobre los Alpes del Sur, descartando eventos locales en dichos glaciares. Combinando los eventos de formación de morrenas del glaciar Cameron con los de los glaciares Muller, Hooker y Tasman se ha estimado para este periodo que dichos glaciares presentaban su línea de nieve 150 [m] más baja que los valores actuales (referenciada con respecto al año 1995) y con una temperatura más baja que la actual ( $\sim -1[^{\circ}C]$ ) (Putnam et al., 2012). Este periodo de enfriamiento está en antifase con las variaciones glaciares en el Hemisferio Norte consistente con la señales de insolación para el 21 de Junio en  $45^{\circ}N$  y 21 de Diciembre en  $45^{\circ}S$  (ver **Figura 2.2.**).

---

<sup>1</sup>Edades radiocarbónicas de Burrows et al. (2002) y Wenzens (2005) han sido transformadas a años calendarios A.P. con software CALIB 6.1.1. con modelo SHCal04 (McCormac et al., 2004).



**Figura 2.1. Registros paleoambientales del sur del Hemisferio sur. A. Reconstrucción del nivel del Lago Cardiel (49°S). B. Contenido de hierro de testigo marino frente a las costas de Chile (41°S) como proxy de la humedad. C. Proxy de la temperatura superficial del mar del mismo testigo marino. D. Isotopo Oxigeno 18 de testigo de hielo del Domo Taylor en Antártica como proxy de temperaturas globales. Abajo se muestran las dataciones de morrenas de San Rafael y Fachinal correspondientes a la datación de Douglass et al. (2005). Fuente: Harrison et al. (2012).**



**Figura. 2.2. Diversos proxys de temperatura en distintas localizaciones a nivel global. A extensión de los glaciares de los Alpes europeos respecto a la actualidad. B Reconstrucción de línea de nieve y temperatura en los Alpes europeos. C Insolación de verano en el Hemisferio Norte. D % de Titanio de testigo obtenido de la Cuenca de Cariaco. E Isotopo Oxigeno 18 de cuenca lacustre del Perú. F Proxy de testigo marino para los vientos del oeste. G Línea de nieve y temperatura de registros en Los Alpes del Sur de Nueva Zelanda. H Insolación de verano en el Hemisferio Sur. Fuente: Putnam et al. (2012)**

A los análisis de la evidencia geomorfológica y en algunos casos de testigos de hielo se han sumado los análisis de los resultados de distintos modelos acoplados Océano-Atmosfera, agrupados en la iniciativa *Paleoclimate Modelling Inter-comparison Project* (PMIP) ya en su tercera versión. Los datos de temperatura y precipitación de estos modelos sugieren en una primera aproximación cualitativa, avances o condiciones favorables para balances de masa positivos en el Holoceno medio (Rojas & Moreno, 2011), asumiendo que la temperatura es el factor que controla la longitud de los glaciares en latitudes medias (Anderson et al., 2006). Este tópico se discute con más detalle en la siguiente sección.

Las evidencias encontrada de estos nuevos avances neoglaciares en el Holoceno medio han aportado incertidumbre respecto a la variabilidad climática sobre todo en Holoceno medio, lo cual ha determinado que la cronología de los últimos 11000 años en el Hemisferio Sur sea sujeto de una constante revisión (Rodbell et al., 2009) a través de la realización de nuevos y más estudios en las áreas de los Alpes del Sur en Nueva Zelandia y en Patagonia en Chile y Argentina.

## **2.2. Forzantes climáticos**

Las causas de los cambios climáticos en el Holoceno medio en el Hemisferio Sur se encontraría asociada a la variabilidad de la radiación solar, la cual muestra un comportamiento desigual entre ambos hemisferios (Braconnot et al., 2007; Putnam et al., 2012), así en el Hemisferio Sur (Norte), el Holoceno medio estaría caracterizado por una menor (mayor) radiación solar en verano respecto a las condiciones del presente y el periodo Pre-Industrial (**Figura 2.3.**). Estos cambios explicarían la reducción anual de las temperatura y el leve aumento de las precipitaciones en Patagonia y Nueva Zelandia (Rojas & Moreno, 2011; Ackerley et al., 2011) durante el HM. Esta configuración a nivel hemisférico estaría, de acuerdo a Rojas & Moreno (2011) en relación a los cambios de insolación ya indicados, los cuales indican para el Hemisferio Sur, anomalías de temperatura positivas durante SON y anomalías negativas durante MAM. Los resultados de Rojas & Moreno (2011) se construye sobre la base del análisis del ensamble de 13 modelos de PMIP2, los cuales además indica condiciones más frías y mayores precipitaciones durante el periodo de ablación (DEF) mientras que en un promedio anual las condiciones eran más frías, húmedas y con viento mas intensos al norte de los 50° S respecto al periodo PI (Rojas & Moreno, 2011).

Las causas de las diferencias de insolación responden a los forzamientos orbitales debido a una diferencia en el ángulo de oblicuidad que determinaría que el perihelio en el HM ocurre en el equinoccio de otoño mientras que en el presente ocurre en el solsticio de invierno. Ello genera que la insolación disminuya unos 20 [W m<sup>-2</sup>] en el Hemisferio Sur entre Enero y Marzo comparado con los valores Pre-Industriales (Prado et al., 2013) (**Figura 2.3.**). Estos cambios reducen el ciclo

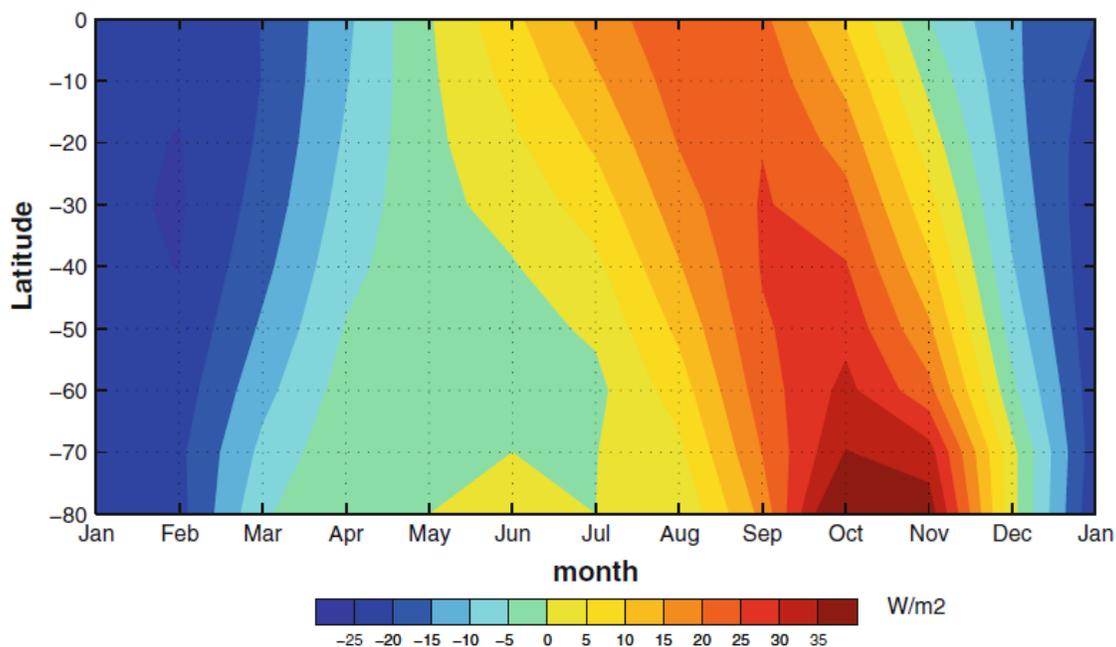
estacional de insolación en el Hemisferio Sur mientras lo realzan en el Hemisferio Norte, que en resumen, para Patagonia y Nueva Zelanda, determinan, por un lado, menos precipitación durante la estación fría (o de acumulación desde un punto de vista glaciológico) y mayor precipitación durante la estación cálida (o de ablación). En cuanto a las temperaturas, estas son menores respecto al periodo pre-industrial durante los meses de Diciembre a Mayo y mayores durante los meses de Julio a Noviembre (**Figura 2.4.**) (Rojas & Moreno, 2011).

Por otro lado las condiciones sinópticas del Holoceno medio para Nueva Zelanda, son revisadas por Ackerley et al. (2011) a través del análisis de la presión al nivel del mar de cuatro modelos globales (tres de ellos pertenecientes a la iniciativa PMIP2: CSIRO Mk3L; HadCM3\_UB y MIROC). Estas muestran diferencias en la circulación respecto al periodo pre-industrial. En general se estimó que las condiciones son más perturbadas con el aumento estadísticamente significativo de condiciones inestables en verano y otoño. Ello determina un aumento de las precipitaciones de Diciembre a Mayo y menores temperaturas de Marzo a Mayo. Existe también un aumento estadísticamente significativo para los eventos zonales (asociados a flujos del oeste) para primavera y para invierno. El aumento del flujo zonal es causante de una mayor sequedad de Julio a Noviembre en toda Nueva Zelanda excepto en la oeste de la Isla del Sur y un mayor calentamiento de Septiembre a Noviembre. Sin embargo la combinación de eventos zonales de Junio a Noviembre y de inestabilidad de Diciembre a Marzo causa un aumento de las precipitaciones en el año sobre el extremo sur y oeste de la Isla del Sur y una depresión general de las temperaturas (solamente asociados a los cambios de circulación y no de la insolación) (Ackerley et al., 2011). Las condiciones sinópticas descritas se encuentran en concordancia con los *proxy* paleoclimáticos que indican una mayor persistencia de los vientos del oeste para estas latitudes que determinan bajas temperaturas y aumento de las precipitaciones en el oeste de la Isla del Sur (Li et al., 2008).

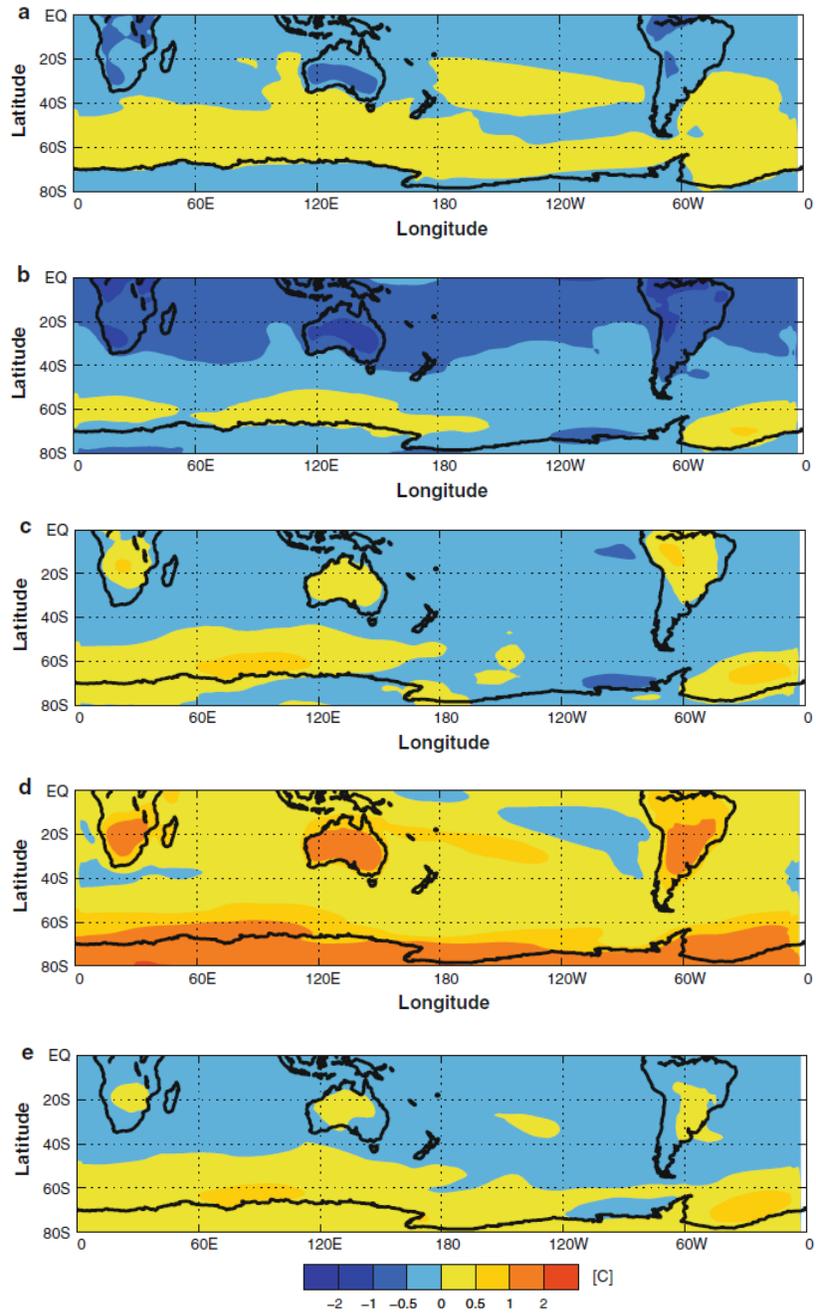
Cambios en la insolación, entendido como una de las forzantes del sistema climático, desencadenaría una serie de retroalimentaciones (Ruddiman, 2008). Son estas retroalimentaciones del sistema un tema aun en constante debate. Lamy et al. (2010), indica que los cambios en la estacionalidad de la insolación es un mecanismo que puede generar cambios a largo plazo en la estructura, intensidad y posición de los vientos del oeste, así como también la variabilidad de la actividad solar puede afectar las características de los vientos del oeste (Varma et al., 2012).

Los vientos del oeste corresponde a un flujo zonal que se desarrolla en latitudes medias facilitado por la ausencia de mayores barreras topográficas (Fletcher & Moreno, 2010). Este flujo controla el clima en los continentes al sur de los 30°S, ya que se encuentran correlacionados con las anomalías de precipitación tanto en niveles altos (300 hPa) como niveles bajos de la atmosfera (850 hPa) (Garreaud, 2007, ver **Figura 2.5.**).

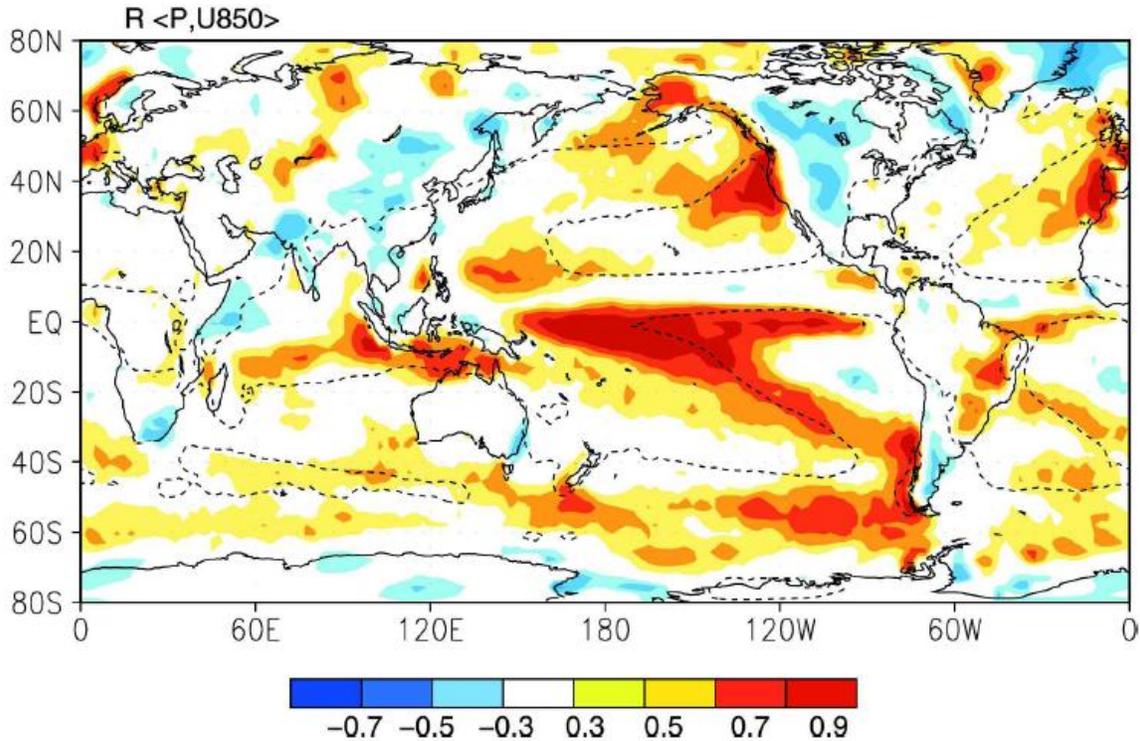
La importancia de los vientos del oeste radica en que sus cambios es una hipótesis que se ha planteado para explicar la variabilidad a escala milenial del clima en el Hemisferio Sur, teniendo relación con la posición latitudinal, intensidad y estacionalidad de estos vientos, predominantes en latitudes medias (Gilli et al., 2005; Waldmann et al., 2009; Wagner et al., 2007) y que además controlarían la disponibilidad de CO<sub>2</sub> en la atmosfera proveniente del océano profundo (Moreno et al., 2010).



**Figura 2.3.** Distribución latitudinal en el Hemisferio Sur de la anomalía de la insolación promedio mensual de los 6000 a A.P. respecto al Pre-industrial. Fuente: Rojas & Moreno (2011).



**Figura 2.4. Promedio acoplado de diferencias de temperatura superficial HM-PI. a) DEF, b) MAM, c) JJA, d) SON y e) Promedio anual. Fuente: Rojas & Moreno (2011).**



**Figura 2.5.** Mapa de correlación local entre anomalía mensual de la precipitación y viento zonal a 850 hPa. Regiones demarcadas con línea segmentada corresponde a zonas donde la precipitación anual es sobre 1000 [mm]. Fuente: Garreaud (2007).

La relación entre el flujo del oeste en altura es una indicación de que estos son los causantes de un crecimiento y sucesión rápida de perturbaciones baroclínicas trayendo como consecuencia el aumento de precipitaciones de tipo frontales. En niveles bajos (850 hPa), hacia el interior del océano la correlación es más débil demostrando que existe una importante componente orográfica que se superpone en el origen de las precipitaciones sobre las masas terrestres del Hemisferio Sur (Garreaud, 2007).

Datos paleoclimáticos de latitudes medias del Hemisferio Sur indican que las neoglaciaciones están relacionados a cambios multi-mileniales asociados a un incremento de las precipitaciones y los vientos superficiales (Moreno et al., 2010) comenzando hace 7800 años A.P. y temperaturas superficiales del mar más bajas que las actuales. Estas condiciones contrastan con el Holoceno temprano (11000 a 8000 años A.P.) el cual presenta un mínimo de precipitación asociada a los vientos del oeste. Estos cambios se encontrarían ligados a la magnitud y posición latitudinal de los vientos del oeste, donde a su vez, estos influyen en la circulación a gran escala del océano, facilitando la surgencia del fondo oceánico. Este sería el mecanismo físico que explica la covariabilidad entre los vientos del oeste y el flujo de CO<sub>2</sub> desde el océano profundo hacia la atmosfera durante el Holoceno. En resumen la evidencia paleoecológica muestra un periodo de reducida influencia de

los vientos del oeste entre 10500 y 7800 años A.P. y un sostenido incremento de su influencia posterior a ello (Moreno et al., 2010).

Por lo tanto, el HM modelado en la iniciativa PMIP2 corresponde a la fase final de un periodo más frío y más húmedo comenzado hace 7800 años A.P. de acuerdo a los registros *proxy* de Patagonia occidental (Moreno et al., 2010) y a un periodo más frío comenzado hace 6900 años A.P. en la Isla del Sur de Nueva Zelanda (Putnam et al., 2012). Ambos episodios se encuentra asociado a una mayor intensificación de los vientos del oeste a una escala milenial respecto al Holoceno temprano (Fletcher & Moreno, 2012) que determinan mayores precipitaciones y/o menores temperaturas.

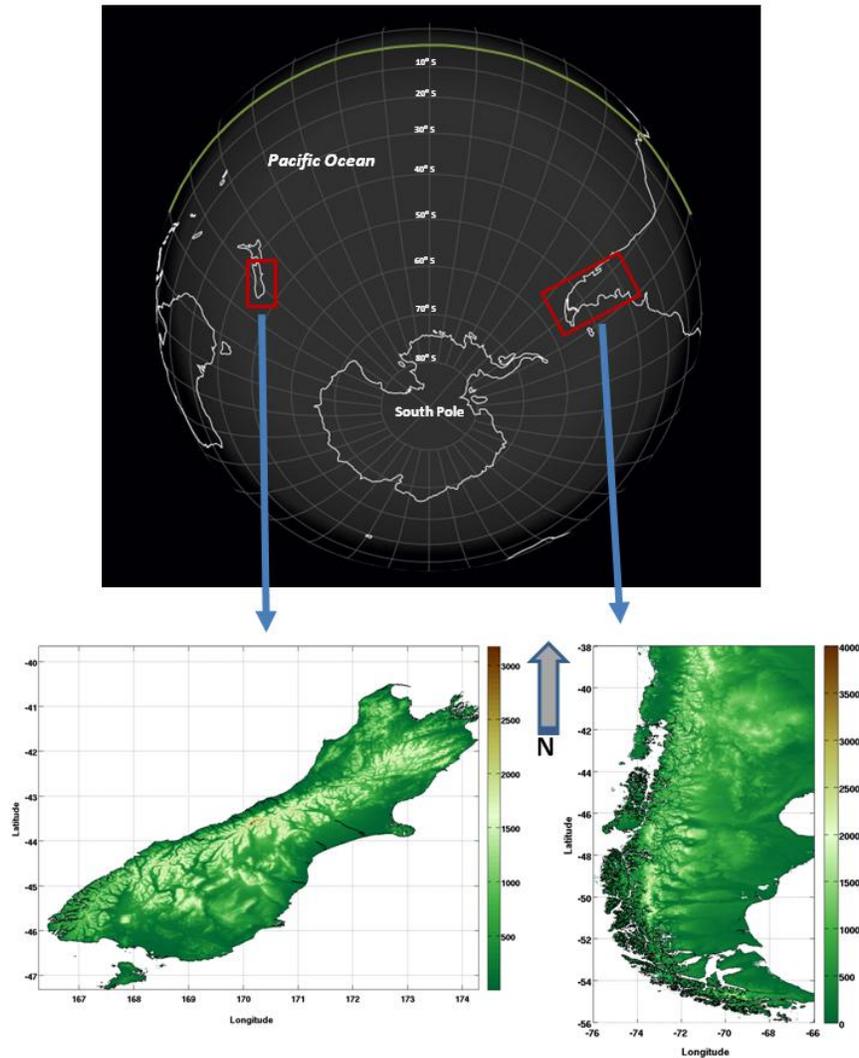
Por otro lado, datos obtenidos de un testigo de sedimentos del fondo marino frente a las costas de Chile (41° S / 74° W), indica condiciones menos húmedas para el periodo comprendido entre los 7700 y 4000 años A.P. (Lamy et al., 2001). Dado que son los vientos del oeste los que transportan gran parte de la humedad que llega al continente, Lamy et al. (2001) determina que el núcleo de los vientos del oeste se encontraba en latitudes mayores. La ubicación de los vientos del oeste estaría determinada por un reforzamiento de la alta del Pacífico que bloquearía la expansión del flujo del oeste hacia latitudes menores. En este mismo sentido, sedimentos del lago Cardiel en Patagonia oriental (Argentina, 49° S) indican un aumento del nivel del lago en el Holoceno medio a partir de los 6800 años A.P. (Gilli et al., 2005) y en el lago Fagnano (Tierra del Fuego, 54° S) entre los 6000 y 5000 años A.P. (Waldmann et al., 2010). Este aumento se encontraría asociado a la intensificación de los vientos del oeste en latitudes altas producto del mencionado reforzamiento del Anticiclón del Pacífico. Otra causa que retroalimenta el transporte de humedad debido a la intensificación de los vientos del oeste corresponde a que al incremento de la humedad en el Holoceno medio estaría asociado a la migración hacia el sur de la Corriente Circumpolar Antártica, ello determinaría una menor advección de aguas frías hacia latitudes menores con el consiguiente aumento de la temperatura del mar y aumento de la humedad disponible (Waldmann et al., 2010).

En consecuencia existirían señales climáticas opuestas para latitudes medias de Chile asociados a la migración de los vientos del oeste durante el Holoceno, lo cual sumado a las evidencias geomorfológicas y de los modelos globales PMIP2 aumenta la incertidumbre de cuáles eran las condiciones climáticas en el HM y si estas permitan diferencias importantes en el equilibrio glaciar y que sustenten las evidencias geomorfológicas encontradas tanto en Patagonia como en la Isla del Sur en Nueva Zelanda

### 3. Antecedentes

#### 3.1. Área de estudio

El área de estudio corresponde a las latitudes medias del Hemisferio Sur, concentrado en dos regiones de interés: la zona de la Patagonia correspondiente al sur de Chile y Argentina entre los  $-39^\circ$  y  $-55^\circ$  y la Isla del Sur de Nueva Zelanda entre los  $-40^\circ\text{S}$  y  $-49^\circ$  (**Figura 3.1.**).



**Figura 3.1.** Área de estudio. Barra en [m snm].

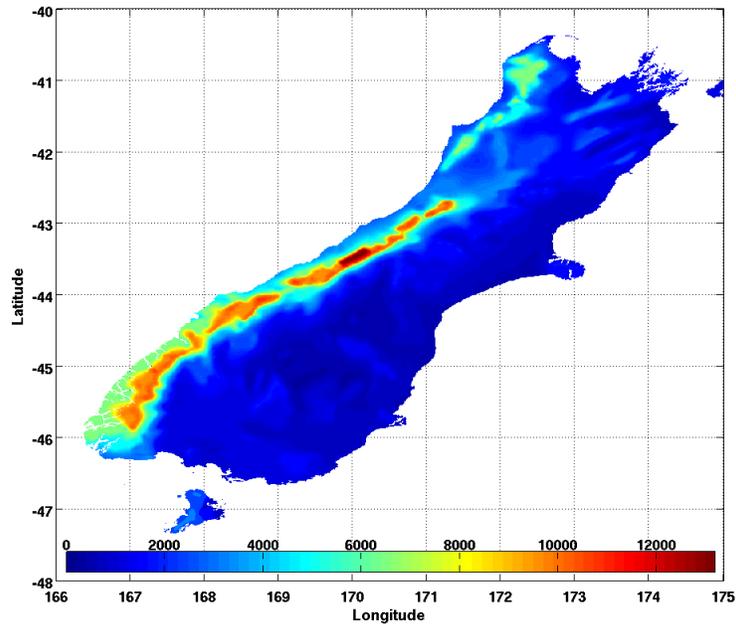
Ambas regiones están caracterizadas por la presencia de cordilleras. En Patagonia, la Cordillera de Los Andes se presenta en un marcado eje N-S, llegando a altitudes máximas de 3500 [m snm] para el Volcán Lanín ( $-39.6^\circ$ ), 4070 [m snm] para el Monte San Valentín ( $-46.6^\circ$ ) y 3706 [m snm] para el Monte San Lorenzo ( $-47.6^\circ$ ).

Las condiciones climáticas varían en esta región con montos de precipitación que van desde los 2000 [mm/a] en la zona norte conocida en la literatura científica paleoclimática como la Región de Los Lagos (Sagredo & Lowell, 2012), hasta montos de 5000 a 10000 [mm/a] distribuidos durante el año en la costa oeste hiperhúmeda de Chile (Garreaud et al., 2013). La climatología de esta zona está fuertemente influenciada entre la correlación del viento con las precipitaciones (Garreaud, 2007; Garreaud et al., 2013) ya que se encuentra ubicada en la zona de los denominados vientos del oeste (*'westerlies'*). Es además una zona fuertemente influenciada por el paso de sistemas frontales asociados a depresiones extratropicales que se generan sobre el Océano Pacífico Sur.

La distribución espacial de las precipitaciones se encuentra influenciada por la presencia de la Cordillera de Los Andes, que a pesar de no alcanzar grandes altitudes, genera un gradiente de precipitación importante, determinando la vertiente occidental más húmeda y la vertiente oriental más seca con precipitaciones en torno a los 500 a 700 [mm/a] e incluso llegando a 200 [mm/a] en la zona del Lago Argentino, convirtiéndose en uno de los mejores ejemplos de precipitación orográfica y efecto sombra de precipitaciones (Smith & Evans, 2007). Como se verá más adelante, de acuerdo a los datos grillados mensuales del *Climate Research Unit* de la University of East Anglia (CRU 3.1.) con resolución de 0.5°x0.5°, esta zona, en promedio, presenta una marcada estacionalidad en las temperaturas, las cuales van descendiendo hacia el sur. Además corresponde a una zona con un pequeño número de estaciones meteorológicas (Garreaud et al., 2013) por lo que no existen casi mediciones meteorológicas a mayores altitudes.

En cuanto a la Isla Sur de Nueva Zelanda, la cordillera corresponde a los Alpes del Sur con un eje NE-SW y presenta varias cumbres entre los 2000 y 3000 [m snm], siendo su altitud máxima el Aoraki/Mount Cook de 3754 [m snm]. Esta cordillera también determina condiciones hiperhúmedas en la costa oeste y condiciones secas en el lado oriental. Se estima que en la porción central de Los Alpes del Sur, costa oeste frente al Mar de Tasman, presenta precipitaciones anuales de ~3000 [mm/a], aumentando a 10000 a 12000 [mm/a] al oeste de la divisoria principal (Anderson & Mackintosh, 2012) y reduciéndose nuevamente a 1000 [mm/a] en el lado oriental como se puede ver en la **Figura 3.2**. La precipitación no presenta una marcada estacionalidad sin embargo las temperaturas sí presentan una marcada estacionalidad y varían espacialmente en su promedio anual (1971-2000) entre los 10[°C] en las zonas bajas del noreste a bajo -2[°C] en las altas cumbres de Los Alpes del Sur ([www.niwa.co.nz](http://www.niwa.co.nz)).

Los Alpes del Sur, al igual que la cordillera de los Andes, intersectan el cinturón de los vientos del oeste lo que define también los grandes montos de precipitación realizado por el efecto orográfico de la cordillera.



**Figura 3.2. Precipitación total anual en la Isla del Sur en Nueva Zelanda (NIWA). Barra en [mm/a].**

En cuanto a la variabilidad climática, ambas regiones se encuentran influenciadas por las condiciones a escala sinópticas y la circulación del océano en la zona del Pacífico Sur. Los patrones de circulación sinópticas responden a modos y patrones climáticos de gran escala como el Modo Anular del Sur (SAM), El Niño Oscilación del Sur (ENSO) y la Oscilación Interdecadal del Pacífico (IPO), las cuales determinan en menor o mayor medida la variabilidad interanual de la precipitación y la temperatura en ambas regiones (Garreaud et al., 2013, Fitzharris et al., 2007).

Otro punto en común que presentan ambas regiones es la presencia de glaciares a lo largo de cada una de las cordilleras. En el caso de los Andes se encuentran todo tipo de glaciares, desde glaciares en conos volcánicos hasta grandes extensiones de hielo como son los Campos de Hielo. Se ha estimado un total cercano a los 21000 [km<sup>2</sup>] en casi 2000 glaciares (DGA, 2008), incluyendo los 13000 [km<sup>2</sup>] correspondientes a Campo de Hielo Sur (Willis et al., 2012), 3953 [km<sup>2</sup>] de Campo de Hielo Norte (Rivera et al. 2007) y 2500 [km<sup>2</sup>] de Cordillera Darwin (Bown et al., *in press*). A ellos se debe sumar nuevos inventarios, tanto en el lado chileno como argentino, ya que la actualización y registro es constante.

En Nueva Zelanda, se ha estimado un total de 1158 [km<sup>2</sup>] distribuidos en 3114 glaciares (incluyendo algunos en la Isla del Norte sobre el Monte Ruapehu) (Chinn, 2001). Destaca entre estos glaciares el Tasman con aproximadamente 100 [km<sup>2</sup>] y que corresponde a un área casi el doble del segundo glaciar de Los Alpes del Sur (glaciar Murchison) (Chinn, 2001). Otro glaciar de importancia corresponde al glaciar 'Ka Roimata o Hine Hukatere' Franz Josef con 35 [km<sup>2</sup>], el cual presenta

uno de los registros más largo y detallado de variaciones frontales en el Hemisferio Sur junto con varios registros de mediciones de balance de masa glaciológico (Anderson et al., 2006).

### 3.2. Glaciología general

Para entender la dinámica glacial se puede utilizar el concepto de sistema glaciar, el cual presenta entradas y salidas. Las entradas (*inputs*) más importante del sistema glaciar corresponden a la precipitación sólida, la nieve depositada por el viento y avalanchas proveniente de sectores superiores. Estos *inputs* corresponden a la acumulación del sistema, que preferentemente se produce en la denominada zona de acumulación, es decir, en la porción del glaciar localizado sobre la línea de equilibrio glaciar. El sistema pierde masa (*outputs*) a través de la fusión y sublimación del hielo, así como por la caída de bloques de hielo (témpanos) en lagos o fiordos. Todas estas pérdidas se dan principalmente en lo que se conoce como la zona ablación, que al final de la temporada de verano está delimitada en su parte superior por la línea de equilibrio que la separa de la zona de acumulación (Benn & Evans, 2010).

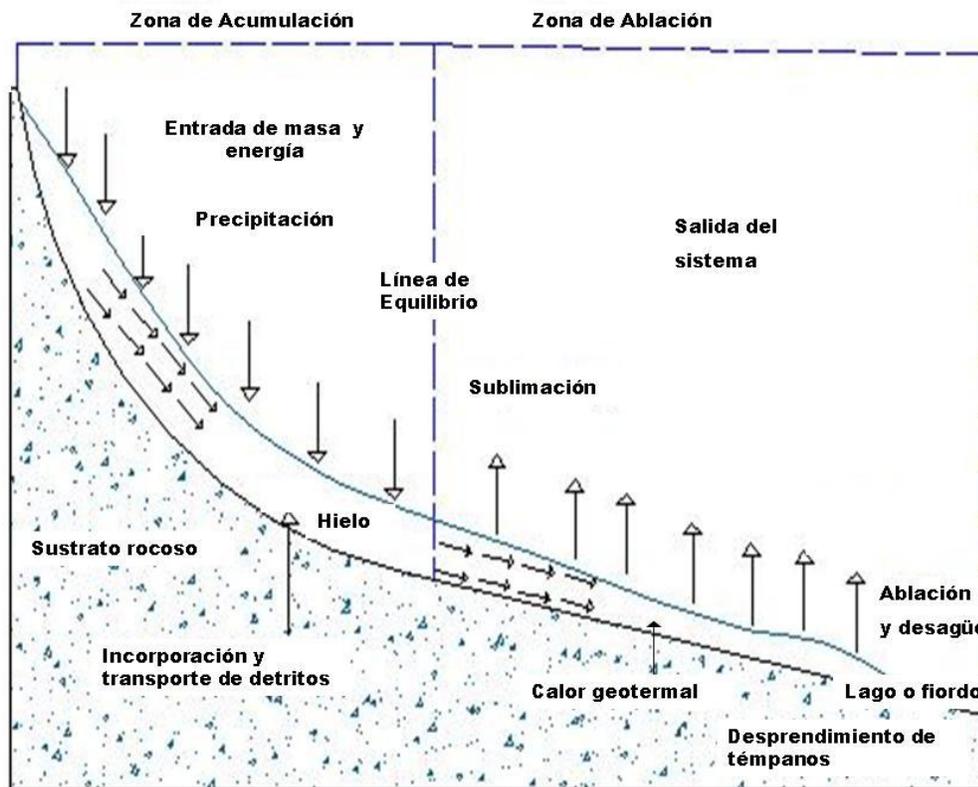
La línea de equilibrio glaciar que se ha nombrado, corresponde al límite entre las zonas de acumulación y ablación, donde la ablación anual es igual a la acumulación anual. La altura de esta línea se denomina altitud de la línea de equilibrio (ELA, por sus siglas en inglés) (Siegert, 2001). Corresponde al promedio de la elevación donde el balance de masa es 0 [m w.e] en un año hidrológico (Bakke & Nesje, 2011), por lo tanto la ELA se encuentra bien correlacionada con el balance de masa del mismo glaciar (Braithwaite, 1984). Por otro lado la ELA climática corresponde a un promedio de 30 o más años. Aunque la ELA es determinada por condiciones meteorológicas locales, es un buen indicador del clima regional debido a que fluctuaciones de balance de masa glaciar están fuertemente correlacionados en distancias hasta 500 [km] (Bakke & Nesje, 2011).

La **Figura 3.3.**, representa un esquema idealizado de las entradas y salidas de un sistema glaciar, considerando la pérdida de masa a través del desprendimiento de témpanos y la entrada de calor geotermal por el sustrato rocoso.

Un concepto importante ya nombrado, pero no definido, corresponde al balance de masa glaciar, el cual corresponde a la suma algebraica de los montos de acumulación y ablación netas y pérdida por desprendimiento, si es positivo el glaciar aumenta de volumen y si es negativo el volumen disminuye (Cuffey & Paterson, 2010):

$$b = c + a \quad (1)$$

Donde  $b$  es el balance neto es el balance al final del período hidrológico, usualmente determinado como un año, y puede ser subdividido en balance de verano, el cual es normalmente negativo y el balance de invierno el cual es normalmente positivo.  $c$  corresponde a la acumulación y  $a$  corresponde a la ablación. Por definición, en la zona de acumulación el balance es superior a 0 [m w.e] y en la zona de ablación el valor es inferior a 0 [m w.e] (Cuffey & Paterson, 2010).



**Figura 3.3.** Relación de los distintos componentes del sistema glaciar. Fuente: Modificado de Benn & Evans (2010).

### 3.3. Forzantes climáticas y sensibilidad de los glaciares

Los sistemas glaciares se encuentran ligados con otros sistemas como el atmosférico e hidrológico (Benn & Evans, 2010). Esta combinación de entradas, salidas e interacciones con otros sistemas es la que configura la dinámica y respuesta glaciar. Los glaciares son altamente sensibles a los cambios climáticos, respondiendo a los cambios de temperatura y precipitación (Oerlemans, 2001). Como se dijo anteriormente, el balance entre los montos de acumulación y

ablación, que dependen del clima circundante (Cuffey & Paterson, 2010), se traduce en la respuesta del glaciar, el cual puede avanzar o retroceder (**Figura 3.4.**). Por lo tanto las variaciones de los glaciares pueden ser excelentes indicadores del clima, sin embargo, las respuestas no son lineales ni simultáneas, existiendo otros factores que pueden acelerar o retrasar la respuesta glaciar, entre ellos la combinación de factores climáticos, factores topográficos (hipsometría de las cuencas, geometría de los valles) y factores glaciodinámicos (velocidad del hielo, ciclos de *calving*, *surges*) (Cuffey & Paterson 2010).

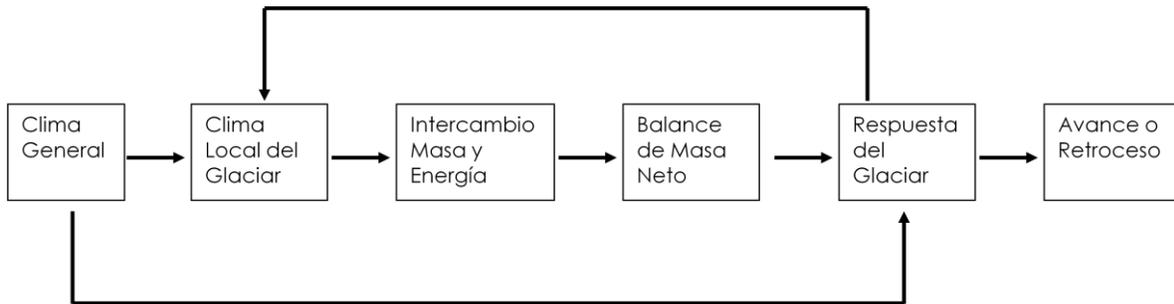
Pero ¿en qué magnitud y sentido los cambios en glaciares son indicadores de cambios climáticos? De acuerdo a Roe (2011) es importante diferenciar entre la respuesta de largo plazo, asociado por ejemplo al cambio climático, de la respuesta a la variabilidad climática interanual inherente a un clima sin tendencia, por lo tanto diferenciar entre estos dos factores es crítico para la correcta interpretación de fluctuaciones glaciares del pasado y para la correcta atribución de los cambios de área en la actualidad (Roe, 2011).

La altitud de la línea de equilibrio es sensible tanto a cambios de temperatura como a cambios en las precipitaciones. Si existe una tendencia positiva en las temperaturas y/o disminuye la cantidad de nieve caída, la línea de equilibrio de un glaciar se desplazará hacia mayor altitud y viceversa (Benn & Evans, 2010). De esta forma la zona de acumulación de un glaciar verá reducida su superficie, en caso de una migración de la línea de equilibrio hacia mayor altura. La proporción entre el área total del glaciar y la zona de acumulación se conoce como el cociente denominado “AAR” (*Accumulation Area Ratio* o Rango o Proporción del Área de Acumulación) (Benn & Evans, 2010).

Las variaciones ocurridas en los glaciares debido a las fluctuaciones climáticas además de traducirse en cambios en los balances de masa y en migración de la línea de equilibrio, se traducen en variaciones frontales y de espesor, entre otros (Cuffey & Paterson, 2010). Los registros de la longitud alcanzada por los glaciares entregan importante información acerca de cómo el clima ha cambiado. Por ejemplo Oerlemans (2001) establece una relación simple, basado en observaciones en glaciares en los Alpes en Europa, en la cual el incremento de la temperatura en 1 [°C] se traduce en una disminución de 1 a 3 [km] en la longitud del glaciar y por lo tanto en balances de masa progresivamente más negativos. La relación se construye de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$\frac{\Delta L}{\Delta T} = \frac{2}{\gamma \alpha} \quad (2)$$

donde  $\Delta L$  es la longitud perdida por el glaciar,  $\Delta T$  es la anomalía térmica,  $\gamma$  es el gradiente adiabático de temperaturas (0.006 a 0.0075 [°C/m]) y  $\alpha$  es la pendiente superficial del glaciar.



**Figura 3.4. Esquema de la interacción glaciar clima. Fuente: Cuffey & Paterson (2010).**

Los cambios positivos en la longitud del glaciar se deben a balances de masa positivos, los cuales traen como consecuencia la propagación hacia los sectores bajos del glaciar, del input de masa recibido.

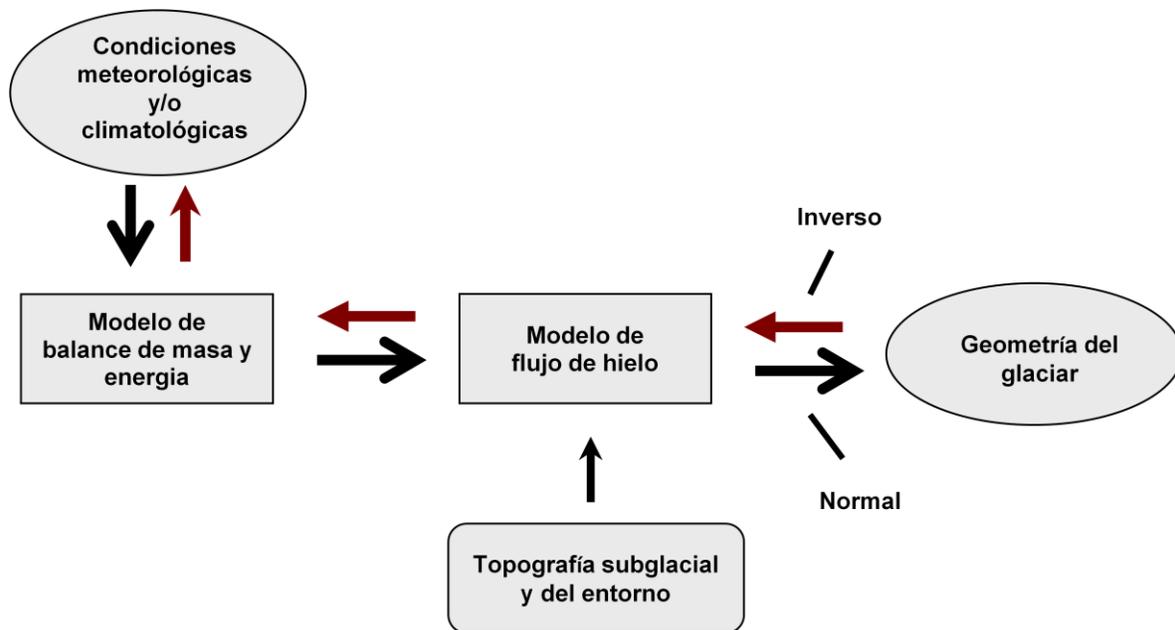
Sin embargo los glaciares no responden simultáneamente a los cambios en el clima, existiendo un tiempo de respuesta a los cambios climáticos, el cual depende del tamaño, espesor y ablación del glaciar. Este tiempo de respuesta está definido por la siguiente expresión (Hubbard, 1997):

$$t = \frac{h}{a_o} \quad (3)$$

donde  $t$  es el tiempo de respuesta del glaciar;  $h$  es el espesor de hielo y  $a_o$  es la tasa de ablación del glaciar.

### 3.4. Modelación glaciológica

El método para la modelación glaciológica tiene como principal variable las condiciones climatológicas y meteorológicas (modelo de balance de masa y energía) y las características glaciológicas (modelo de flujo de hielo) lo cual permite estimar la evolución de la geometría glaciar, sin embargo, el modelo inverso, es decir, deducir los cambios climáticos pasados a partir de las fluctuaciones glaciares del pasado también es posible (Oerlemans, 2001, Klok y Oerlemans, 2003) (**Figura 3.5.**).



**Figura 3.5. Esquema para la construcción de modelos glaciares, paleoglaciares y paleoclimáticos. Fuente: Modificado de Oerlemans (2001).**

Dos métodos de reconstrucción han sido usados para la reconstrucción de los glaciares: (a) modelación numérica de los paleo-glaciares y glaciares y (b) reconstrucciones geológicas y geomorfológicas. Los primeros están orientados a cuantificar la dinámica de los casquetes y glaciares del pasado, presente y también proyectar el comportamiento glaciar en el futuro a través de la integración del balance de energía y balance de masa en la superficie glaciar lo cual permite el análisis cuantitativo de la relación glaciar-clima en diferentes niveles de complejidad dependiendo de los objetivos propuestos y de la disponibilidad de datos (Solomina et al., 2008). Los métodos geológicos y geomorfológicos utilizan las formas de relieve, tanto terrestres como marinas, para reconstruir la extensión y cronología de los casquetes y glaciares del pasado. La integración de estos métodos tiene un gran potencial para entender el comportamiento actual, pasado y futuro de la dinámica de los casquetes de hielo y glaciares y su entorno (Napieralski et al., 2006).

En el proceso para la confección de modelos numéricos se reconocen tres pasos (1) la identificación de los procesos físicos para ser modelados y su formulación en un sistema de ecuaciones, (2) la simplificación y solución de estas ecuaciones a través de técnicas matemáticas y (3) comparación de la solución con datos para validar el modelo, inferir parámetros y hacer predicciones (Hubbard, 1997).

Los modelos numéricos de reconstrucción de casquetes y glaciares del pasado, requieren, además, para su confección, de antecedentes paleoclimáticos. Esta información se puede obtener de (a) información geológica y *proxys* climáticos

(incluyendo testigos de hielo) y (b) modelos numéricos del sistema climático, calibrados con las condiciones climáticas actuales. La información geológica es utilizada para determinar las características paleoclimáticas en lugares donde existe la información. En lugares donde no existe información geológica se utilizan los modelos numéricos (Siegert, 2001).

Es importante asumir un principio de actualismo (los procesos modernos son los mismos que actuaron en el pasado) en este tipo de reconstrucciones, ya que las condiciones actuales dadas en los glaciares pueden ser utilizadas con el objetivo de calibrar el modelo hacia el pasado.

Algunas aproximaciones utilizan en su análisis algunos parámetros glaciológicos claves para definir las condiciones de los glaciares como la ELA, el Rango o Proporción del Área de Acumulación (AAR) y el gradiente de balance de masa bajo distintas condiciones climáticas (Solomina et al., 2008).

Un modelo de balance de masa glaciar debe tener dos términos principales, la acumulación y la ablación (ecuación (1)). La acumulación en glaciares de latitudes medias depende importantemente de los montos de precipitación nival invernal, mientras que la ablación depende de la temperatura en los meses de verano (Benn & Evans, 2010). El modelo de balance de masa a utilizar incluye ambos términos y analiza especialmente la ablación a través de un modelo de grados-días (DDM, por sus siglas en inglés; *Degree Day Model*), el cual consiste básicamente en cuantificar la dependencia lineal de la sumatoria de las temperaturas positivas a nivel diario. Es una relación simple y empírica que relaciona la tasa de ablación con la temperatura diaria sobre 0°C (Hock, 2003):

$$\sum_{i=1}^n M = DDF \sum_{i=1}^n T^+ \Delta t \quad (4)$$

Donde  $M$  es el monto de derretimiento de hielo o nieve en [mm] durante un periodo de tiempo  $n$  con intervalos de  $\Delta t$  (días),  $T^+$  es la suma de las temperaturas del aire positivas en [°C] y DDF corresponde al *degree day factor*. Este concepto corresponde al monto de derretimiento por día que ocurre cuando se tienen temperaturas sobre los ~0[°C], sus unidades son por lo tanto [mm d<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>].

El modelo calcula la acumulación y la ablación de parámetros climáticos y está basado en los trabajos de Jóhannesson et al. (1995), Braithwaite & Zhang (2000) y aplicado en el glaciar Franz Josef, Nueva Zelanda (Anderson et al., 2006), Islandia, Noruega y Groenlandia (Jóhannesson et al., 1995). Por otro lado, es

importante indicar que este tipo de modelo ya ha sido aplicado con datos de modelos atmosféricos de circulación general (AGCM por sus siglas en inglés) para el Último Máximo Glacial en los glaciares tropicales, donde Hostetler y Clark (2000) con datos obtenidos de simulaciones GENESIS (v. 2.01) infirieron la posición de ELA a través de la determinación de las curvas de balance de masa (m w.e. v/s altitud). Por otro lado Radíc & Hock (2006) con datos de re-análisis ERA-40, datos del modelo climático regional RCA3 y modelos atmosféricos de circulación general (ECHAM/OPYC3, HADCM3, CSIRO-Mk2, GFDL-R30, CGCM2 y CCSR/NIES) obtenidos del IPCC modelaron el balance de masa glaciar futuro y los cambios de volumen para el glaciar Storglaciaren en Suecia.

Finalmente Rupper & Roe (2008) y Rupper et al. (2009) aplicaron este modelo (en conjunto con una aproximación a un modelo de balance de energía) a la región de Asia Central, utilizando datos re-análisis NCEP-NCAR para el presente y datos de modelos de circulación general de la fase I de PMIP para el Holoceno medio, respectivamente. En todos estos casos se utilizaron versiones similares a del modelo grados-días que se utiliza en el presente trabajo, sin embargo una de las grandes diferencias con el trabajo actual es que estas aplicaciones del modelo utilizaron datos climatológicos mensuales, mientras en el presente trabajo se utilizarán datos diarios. Este punto no es de menor importancia ya que de acuerdo a Wagner et al. (2007), la descripción estadística de la relación entre la circulación y la precipitación se encuentra mejor representada en una escala diaria en el sentido de captar los eventos y procesos de escala sinóptica.

### **3.5. Sensibilidad glaciar a los cambios climáticos**

Cambios en cualquiera de los componentes del balance de masa (y balance de energía) tendrá un impacto en el balance total de un glaciar. Para un glaciar originalmente en equilibrio, el aumento (la disminución) de precipitación nival y/o disminución (aumento) de temperatura aumentará (disminuirá) la zona de acumulación, bajando (subiendo) la ELA, obteniéndose un balance neto positivo (negativo). Este balance depende del gradiente de balance de masa así como de su hipsometría o distribución de área con la altitud, por lo tanto diferentes glaciares dentro de una misma región pueden tener distintas respuestas a un mismo forzamiento del clima (Benn & Evans, 2010).

El cambio de balance de masa específico en respuesta a cambios climáticos corresponde a la sensibilidad climática del glaciar. Esta puede ser determinada utilizando modelos de balance de masa para determinar el cambio a un determinado parámetro climático. Este puede ser definido para el cambio en  $1[^\circ\text{C}] \left(\frac{\Delta B}{\Delta T}\right)$ :

$$\frac{\Delta B}{\Delta T} = \frac{B(+1^{\circ}\text{C}) - B}{1^{\circ}\text{C}} \quad (5)$$

Donde  $B$  es el balance de masa total de un glaciar para un aumento y disminución de  $1[^{\circ}\text{C}]$ .

En el caso de la precipitación se define de forma similar para una variación de un 10% ( $\frac{\Delta B}{\Delta P}$ ) del total anual:

$$\frac{\Delta B}{\Delta P} = \frac{B(+10\%) - B}{10\%} \quad (6)$$

De acuerdo a esto, la sensibilidad a cambios de temperatura y precipitación es mayor bajo condiciones marítimas debido a (Benn & Evans 2010):

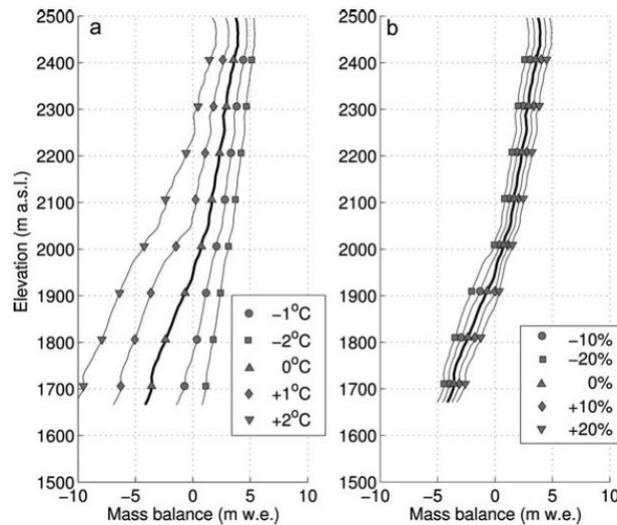
- a) Cambios en la partición de la precipitación entre nieve y lluvia tendrá un mayor efecto cuando la precipitación es mayor.
- b) Aumento de la extensión del periodo de ablación tendrá un mayor impacto en glaciares bajo condiciones templadas.
- c) *Feedback* entre nieve/hielo y albedo amplificaran la señal inicial.

Sucesivos estudios han demostrado que es la temperatura el mayor controlador en las fluctuaciones glaciares en los Alpes del Sur tanto en el presente (Anderson et al., 2010) como durante todo el Holoceno (Anderson & Mackintosh, 2006) ello debido a que se encuentran en un ambiente de alta precipitación. En el primer caso, Anderson et al. (2010) determinaron que para el glaciar Brewster ( $44.05^{\circ}\text{S}$ ,  $169.26^{\circ}\text{E}$ ), ubicado en el lado oeste de los Alpes del Sur, la respuesta del glaciar a un forzamiento de  $1[^{\circ}\text{C}]$  es igual a un forzamiento de cambio en el 50% de las precipitaciones (**Figura 3.6.**). Por lo tanto es esperable que importantes cambios ocurran en este tipo de glaciares incluso con calentamiento moderado.

El análisis realizado de las fluctuaciones para el glaciar Franz Josef ( $43^{\circ}30'\text{S}$ ,  $170^{\circ}15'\text{E}$ ) indica una mayor sensibilidad a la temperatura debido a que para obtener un avance glaciar concordante con el registro geomorfológico tardi-glacial, solo con forzamiento de las precipitaciones asumiendo que no hubo enfriamiento, los montos requeridos de precipitación son irreales. Para el mismo glaciar, el forzamiento necesario para los registros de la Pequeña Edad del Hielo es un enfriamiento (respecto a datos actuales) de  $0.8$  a  $1.2 [^{\circ}\text{C}]$  y/o un aumento del 37 a 57% en las precipitaciones. De acuerdo a los registros *proxys* (en este

caso anillos de arboles), se ha determinado un enfriamiento de 1.4 [°C], por lo tanto solo el enfriamiento en las temperaturas registrado en el *proxy*, es suficiente para determinar el avance glaciar durante la PEH, sin detectarse cambios significativos en las precipitaciones (Anderson & Mackintosh, 2012).

En cuanto a la sensibilidad al lado este de los Alpes del Sur no se han hecho estudios al respecto, sin embargo uno puede esperar que la sensibilidad disminuye debido a la menor precipitación y por lo tanto intercambio de masa, a medida que se está bajo condiciones continentales (Anderson & Mackintosh, 2012).



**Figura 3.6. Sensibilidad de la curva de balance de masa a distintos forzamientos climáticos del glaciar Brewster. Izquierda, temperatura y derecha precipitaciones. Fuente: Anderson et al. (2010).**

En Patagonia, Cook et al. (2003), determinaron para Campo de Hielo Sur que glaciares en regiones de altas precipitaciones exhiben una menor sensibilidad a la temperatura del aire y la velocidad del viento, mientras glaciares en regiones de relativa menor precipitación son más sensibles a la temperatura, sin embargo se plantea que el aumento de la temperatura del aire una vez haya alcanzado el umbral de la isoterma 0[°C] puede desencadenar un rápido retroceso de los glaciares y que este mecanismo es más importante para glaciares en regiones de alta precipitación. En este mismo sentido Sagredo & Lowell (2012) y Rodbell et al. (2009) estiman que una caída de la temperatura en ambientes húmedos tendrá un gran impacto en el balance de masa ya que aumenta la razón nieve/lluvia. En Patagonia (y las zonas tropicales), por lo tanto, están los glaciares más sensibles en toda la Cordillera de Los Andes. Por el contrario Bertrand et al. (2012) sugieren que desde hace 5400 años A.P. son las precipitaciones las que han forzado las fluctuaciones del glaciar Gualas (46.5° S, 73.5° W) en Campo de Hielo Norte.

## **4. Hipótesis y Objetivos**

### **4.1. Hipótesis**

Los resultados de las simulaciones climáticas de los modelos PMIP2 para el Holoceno medio en latitudes medias del Hemisferio Sur, indican condiciones de temperatura y precipitaciones propicias para avances glaciares durante dicho periodo respecto al periodo pre-industrial (Rojas & Moreno, 2011; Ackerley et al., 2011). A estos resultados se suma la evidencia geomorfológica que indica una mayor extensión areal de los glaciares durante el Holoceno medio respecto al presente en Nueva Zelanda (Schaefer et al., 2009; Putnam et al., 2012) y Patagonia (Douglass et al., 2005; Wenzens, 2005; Strelin et al., 2008). Por lo tanto, el modelo de balance de masa glaciar utilizado en este trabajo alimentado con datos de los mismos modelos PMIP2, debiera mostrar diferencias en la altitud de la línea de equilibrio glaciar entre el Holoceno medio y el periodo pre-industrial, con una ELA más baja, en respuesta a la menor temperatura y mayor precipitación que de forma general se ha determinado para el HM respecto al PI.

### **4.2. Objetivo general**

Determinar la condición de equilibrio glaciar a través de la estimación de la altitud de la línea de equilibrio glaciar (ELA) climatológica bajo las condiciones climáticas del Holoceno medio y el periodo pre-industrial en los Alpes del Sur (Nueva Zelanda) y los Andes en Patagonia (Chile-Argentina).

### **4.3. Objetivos específicos**

- i. Analizar, describir y validar las variables climáticas mensuales (temperatura, precipitación) de los modelos PMIP2, determinando su estacionalidad y diferencias entre periodos.
- ii. Definir la influencia de las condiciones de circulación en una escala regional a través del análisis de índice SAM entre ambos periodos.
- iii. Aplicar un modelo de balance de masa glaciar a datos diarios de temperatura y precipitación obtenidos de modelos que conforman PMIP2 para condiciones pre-industriales (modelo de control) y para el Holoceno medio
- iv. Comparar los resultados de ELA entre ambos periodos (HM y PI) y con observaciones actuales y registros de avances glaciares para ambos periodos.
- v. Determinar la sensibilidad de los glaciares a los cambios climáticos

# 5. Metodología

## 5.1. Materiales

### 5.1.1. Modelos PMIP2

La iniciativa *Paleoclimate Modelling Intercomparison Project* (PMIP) corresponde a un proyecto que pretende evaluar las retroalimentaciones en el sistema climático bajo escenarios climáticos diferentes al actual. Actualmente se encuentra ya disponibles algunos resultados de los modelos correspondientes a la fase 3 de este proyecto (PMIP3), sin embargo, en el presente trabajo se utilizarán preferentemente los de la fase 2 (PMIP2), debido a que se encuentran fácilmente disponibles a nivel diario y con una importante literatura asociado a estos modelos.

PMIP2 reúne un set de simulaciones acopladas océano-atmósfera disponible para el Último Máximo Glacial, el Holoceno Medio y el periodo Pre-Industrial (1750). Para cada periodo se han utilizado las técnicas más apropiadas en cuanto al estado del arte de la modelación climática al momento de realizar cada modelación y han sido forzada con distintas condiciones de borde, parámetros orbitales de la Tierra y concentraciones de gases trazas que se detallan en la **Tabla 5.1.** (Braconnot et al., 2007).

	Casquetes de Hielo	Topografía Línea de Costa	CO <sub>2</sub> (ppmv)	CH <sub>4</sub> (ppbv)	NO <sub>2</sub> (ppbv)	Excentricidad	Oblicuidad (°)	Precesión Angular (°)
PI(0 ka)	Moderno	Moderno	280	760	270	0.0167724	23.446	102.04
HM (6 ka)	Igual a 0 ka	Igual a 0 ka	280	650	270	0.018682	24.105	0.87
UMG (21 ka)	ICE-5G	ICE-5G	185	350	200	0.018994	22.949	114.42

**Tabla 5.1. Condiciones de borde, concentración de gases y parámetros orbitales para modelos PMIP2. Fuente: Modificado de Braconnot et al. (2007).**

Para este trabajo se han seleccionado los datos correspondientes a los experimentos del Holoceno medio y el periodo Pre-Industrial de los modelos acoplados océano-atmósfera (OA) que entreguen datos diarios. Se han preferido estos datos ya que corresponde a una mayor cantidad de modelos (siete) respecto a las salidas de los modelos acoplados océano-atmósfera-vegetación (OAV) que solo corresponden a cuatro modelos con datos diarios. Las variables a utilizar corresponden a temperatura superficial a 2 m (en [K]) y flujo de precipitación (en [kg m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>]). Estos datos corresponden a los input para el modelo de balance de masa que se explicará más adelante. Más adelante se detallan las correcciones a

las temperaturas y precipitaciones debido a la topografía.

La **Tabla 5.2** muestran los nombres de los modelos utilizados en este trabajo y su resolución espacial y temporal. Aunque la escala espacial es gruesa, la resolución de los modelos es adecuada para comparar clima y sensibilidad glaciar en zonas montañosas (Rupper et al., 2009).

Modelo	Atmósfera lon x lat	Niveles verticales	Años disponibles de datos
CSIRO-Mk3L-1.1	5.625 x ~ 3.18	18	50
ECHAM5-MPIOM1	3.75 x 2.5	20	50
FOAM	7.5 x 4.5	18	50
MIROC3.2	2.8 x 2.8	20	50
MRI-CGCM2.3.4fa	2.8 x 2.8	30	50
MRI-CGCM2.3.4nfa	2.8 x 2.8	30	50
UBRIS-HadCM3M2	3.75 x 2.5	19	50

**Tabla 5.2. Modelos PMIP2 utilizados en este trabajo. Fuente: Braconnot et al. (2007) y Rojas y Moreno (2011).**

Así, se dispone de datos diarios de temperatura y precipitación durante 50 años para el periodo pre-industrial y para el Holoceno medio provenientes de 7 modelos distintos que conforman parte de PMIP2. Además se cuenta con datos mensuales de temperatura, precipitación de los mismos modelos por un periodo de 100 años. Estos datos mensuales se analizarán con el objetivo de establecer las diferencias climáticas entre ambos periodos en las regiones de interés. A ello se les agregará datos de presión a nivel del mar y viento (componente zonal) con el objetivo de establecer relaciones con la circulación atmosférica a gran escala.

### 5.1.2. Datos *Climate Research Unit* (CRU)

Los datos del *Climate Research Unit* (CRU) de la Universidad de East Anglia del Reino Unido, corresponden a grillas de datos climáticos sobre los continentes (excepto Antártica) construidos sobre la base de observaciones y que llegan a escalas espaciales a nivel global que alcanzan tamaños de grilla de 0.5° en latitud y longitud. En particular en esta tesis se utilizan los datos CRU de 0.5° para la serie de tiempo entre 1901-2009 correspondientes a datos mensuales (CRU TS3.10 y CRU TS3.10.01) de temperatura y precipitación.

### 5.1.3. Datos modelo Regional PRECIS

Este trabajo utiliza datos del modelo regional PRECIS (*Providing Regional Climates for Impact Studies*), desarrollado por el Hadley Center dependiente de la Oficina Meteorológica del Reino Unido. Este modelo fue utilizado por el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile para determinar impactos a escala regional del cambio climático sobre el territorio chileno bajo distintos escenarios correspondientes al IPCC del año 2007 (DGF, 2006). La resolución espacial es de 25 [km], cubriendo todo el territorio continental. Tal resolución es la máxima obtenible, con el modelo PRECIS que no acepta más que un anidamiento. Las condiciones aplicadas en el borde del dominio regional fueron extraídas de las simulaciones globales obtenidas con el modelo atmosférico HadAM3P del Centro Hadley del Reino Unido que a su vez ha sido derivado del un modelo global HadCM3. Este último es un Modelo de Circulación General en que la atmósfera y el océano están acoplados (AOGCM), posee una resolución media de 300x300 [km], aproximadamente (DGF, 2006). La utilización de estos datos va en el sentido de la validación del modelo de balance de masa comparado con observaciones actuales, por lo tanto se utilizarán datos de un punto de grilla correspondiente a la zona del Volcán Mocho Choshuenco donde existen observaciones de balance de masa para el año hidrológico 2003-2004 (Rivera et al., 2005).

### 5.1.4. Datos estaciones meteorológicas y otras fuentes de datos

A parte de los datos CRU3.1. y los datos de los modelos PMIP2, en este trabajo se utilizan algunos datos de estaciones meteorológicas tanto en Patagonia como en Nueva Zelanda. Estas consisten básicamente en promedios climatológicos anuales o mensuales de datos diarios observados en estaciones meteorológicas y que han sido facilitados por distintos investigadores por lo que ya se encuentran procesados. La fuente original corresponde a las agencias gubernamentales oficiales de cada país, así para los datos de Nueva Zelanda estos corresponde a NIWA (*National Institute of Water and Atmospheric Research, Taihoro Nukurangi*), para Chile la DMC (Dirección Meteorológica de Chile) y para Argentina el Servicio Meteorológico Nacional. La **Tabla 5.3** muestra una descripción de las estaciones utilizadas.

Además de datos de estaciones, se utilizan otros datos, estos corresponden básicamente a:

- 1) Datos de modelo digital de elevación SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), el cual corresponde a un modelo de elevación de 90 [m] obtenido

en Febrero del año 2000 por la NASA y el *U.S. Department of Defense*. Con ello se generó la base de datos topográfica digital, correspondiente a la zona de estudio, la cual fue interpolado a una resolución de 1 [km]. Este modelo fue obtenido de la pagina web del *Jet Propulsion Laboratory* (<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>).

- 2) Series de tiempo EOSS (*end of summer snowline*) en los Alpes del Sur. Desde el año 1977 a 2007, corresponde a la observación de la línea de nieves a final del año hidrológica de distintos cuerpos de hielo la cual se relaciona a la ELA anual. Esta serie se ha utilizado en los trabajos de Lamont et al. (1999), Chinn et al. (2005), entre otros. Los datos han sido obtenidos a través de Brian Anderson, (comunicación personal). A ello se suman algunas observaciones puntuales de ELA de distintas fuentes que se irán nombrando en el transcurso del trabajo.
  
- 3) Randolph Glacier Inventory (RGI), versión 2.0. Este corresponde al delineamiento de los glaciares con técnicas de percepción remota a nivel mundial, que en este caso se obtuvo para Patagonia y Los Alpes del Sur. Obtenido de [www.glims.org/RGI](http://www.glims.org/RGI).
  
- 4) Producto MODIS/Terra Snow Cover Daily L3 Global 500[m] Grid (MOD10A1) con una resolución de 500 x 500 [m<sup>2</sup>] elaborado y distribuido por el National Snow and Ice Data Center (NSIDC) de los EEUU (Bravo & Garreaud, 2011). Obtenido de [www.dgf.uchile.cl/rene/MODIS/](http://www.dgf.uchile.cl/rene/MODIS/).

<b>Nombre Estación</b>	<b>Altitud</b>	<b>Latitud</b>	<b>Longitud</b>	<b>Periodo</b>	<b>Fuente</b>	<b>Variables</b>
<b>Patagonia</b>						
Puerto Montt	85	-41.42	-73.08	Enero 1888 - Diciembre 2008	M.Rojas	<i>P</i>
				1912 - 2005	M.Masiokas	<i>T</i>
Bariloche	840	-41.15	-71.17	Enero 1888 - Diciembre 2008	M.Rojas	<i>P</i>
				1914 - 2005	M.Masiokas	<i>T</i>
Puerto Aysén	11	-45.40	-72.70	1931 - 1992	M.Masiokas	<i>T</i>
Puerto Cisnes	s/i	-44.73	-72.68	Enero 1888 - Diciembre 2008	M.Rojas	<i>P</i>
Cisne Medio	s/i	-44.72	-72.17	Enero 1888 - Diciembre 2008	M.Rojas	<i>P</i>
El Balseo	s/i	-45.24	-72.29	Enero 1888 - Diciembre 2008	M.Rojas	<i>P</i>
Coyhaique	310	-45.59	-72.11	Enero 1888 - Diciembre 2008	M.Rojas	<i>P</i>
				1961 - 2001	M.Masiokas	<i>T</i>
Balmaceda	520	-45.90	-71.72	Enero 1888 - Diciembre 2008	M.Rojas	<i>P</i>
				1961 - 2005	M.Masiokas	<i>T</i>
Villa Ortega	s/i	-45.22	-71.59	Enero 1888 - Diciembre 2008	M.Rojas	<i>P</i>
Punta Arenas	37	-53.01	-70.84	1901 - 2005	M.Masiokas	<i>T</i>
<b>Isla del Sur</b>						
Franz Josef	155	-43.39	170.18	Julio 1978 - Diciembre 2012	B. Anderson	<i>T</i>
				Enero 1982 - Diciembre 2012	B. Anderson	<i>P</i>
Haast	4	-43.86	169.01	Enero 1982 - Enero 2013	B. Anderson	<i>P</i>
Lake Coleridge	364	-43.37	171.53	Enero 1972 - Junio 1996	B. Anderson	<i>T</i>
				Septiembre 1913 - Agosto 2001	B. Anderson	<i>P</i>
Harper River	533	-43.21	171.46	Junio 1928 - Diciembre 2007	B. Anderson	<i>P</i>
Mount Cook	765	-43.74	170,1	Abril 2000 - Marzo 2011	B. Anderson	<i>T</i>
Christchurch aero	37	-43.49	172.54	Enero 1960 - Octubre 2009	B. Anderson	<i>T</i>

**Tabla 5.3. Datos de estaciones meteorológicas utilizados en este trabajo. T es temperatura y P, precipitación.**

## 5.2. Métodos

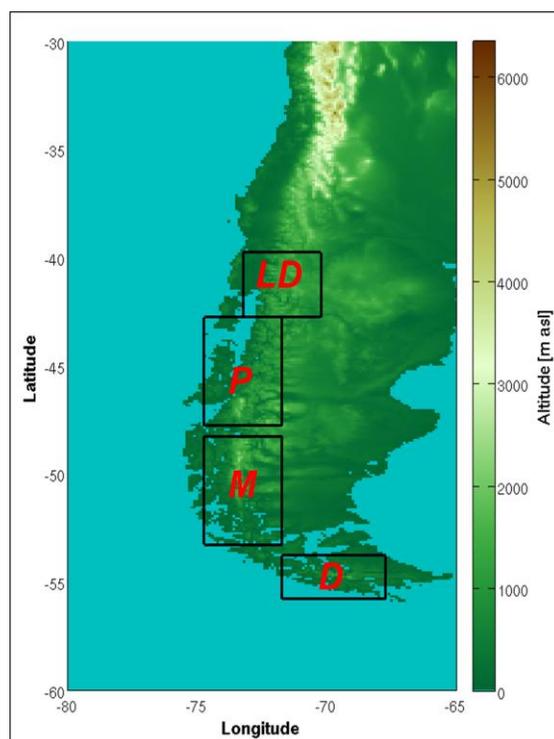
El análisis y procesamiento de estos datos contempla las etapas que se detallan a continuación:

### 5.2.1. Diferencias climáticas HM y PI

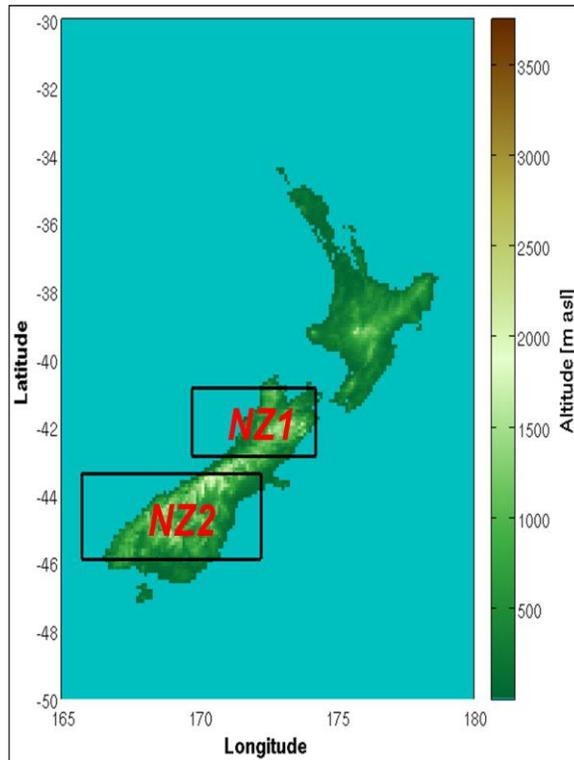
Se analizará la climatología local para los puntos espaciales de grilla seleccionados correspondientes a la Patagonia y a los Alpes del Sur. Para ello se determinará la estacionalidad y efectos de la altitud en los datos de temperatura y precipitación. Paralelo a ello se realizará una comparación de los datos mensuales

de modelos PMIP2 con datos obtenidos del *Climatic Research Unit* (CRU). Esta comparación a modo de validación de datos, va en el sentido de que los datos PMIP2 repliquen condiciones como la estacionalidad observada en CRU y el efecto de la altitud y presencia de cordilleras, la cual se comparara con datos CRU y observaciones.

Luego se realiza una comparación entre las condiciones climáticas del HM y el PI. Para ello, primero se han definido regiones de análisis con el objetivo de establecer las diferencias en las variables de temperatura media y precipitación de los modelos PMIP2. Las regiones analizadas corresponden a las que se aprecia en las **Figuras 5.1 y 5.2**. A fin de determinar si los cambios fueron significativos entre ambos periodos, las series de tiempo fueron sometidas a test de significancia. En el caso de la temperatura, se aplicó t-de Student para dos muestras independientes con la hipótesis nula de que los vectores (series de tiempo de cada periodo) son muestras independientes de distribuciones normales con igual media e igual (pero desconocida) varianza, con un nivel de significancia del 5%. En el caso de la precipitación se aplicó el test no paramétrico Wilcoxon-Mann-Whitney (*ranksum*) con la hipótesis nula de que los datos en ambos periodos son muestras independientes de distribuciones continuas con igual mediana, el nivel de significancia es 5%.



**Figura 5.1. Área de estudio. Recuadros corresponden a regiones donde se analizan los datos climáticos de modelos PMIP2. LD: Región de los Lagos, P: Campo de Hielo Norte, M: Campo de Hielo Sur, D: Cordillera Darwin.**



**Figura 5.2. Área de estudio. Recuadros corresponden a regiones donde se analizan los datos climáticos de modelos PMIP2 NZ1: Nueva Zelanda parte Norte de Isla Sur, NZ2: Nueva Zelanda parte Sur de Isla Sur.**

Por otro lado, las condiciones climáticas actuales pueden ser relacionadas con el *Southern Annular Mode* (SAM), el cual es un indicador objetivo de la circulación atmosférica en latitudes medias a altas del HS (Gillet et al., 2006).

Para determinar las características de SAM en ambos periodos se aplicaran *Empirical Orthogonal Functions* (EOF) el cual entrega el patrón espacial y temporal (*Principal Component* [PC]) de la variabilidad de la presión al nivel del mar (SLP) mensual en todos los modelos PMIP2 analizados, con el objetivo primero, de determinar si cada modelo replica el SAM y segundo si corresponde al modo 1 y que explica gran parte de la variabilidad de SLP y como este cambia entre ambos periodos (PI y HM). Este análisis se concentra en el Hemisferio Sur a partir de los 20° S y en toda su extensión longitudinal. La determinación del patrón espacial y temporal de la presión al nivel del mar se realizó sobre los valores de anomalía de SLP. Adicionalmente se realizaran correlaciones del PC1 (si este corresponde a SAM) con el viento zonal a fin de establecer las relaciones y en una etapa posterior discutir los impactos asociados con el cambio de ELA.

Luego se determinara el índice SAM. Este método originalmente corresponde a la

diferencia de la anomalía de presión observada entre seis estaciones meteorológicas cercanas a los 40°S (Marion Island, Ile Nouvelle Amsterdam, Hobart, Christchurch, Valdivia/Puerto Montt y Gough Island) y seis estaciones meteorológicas cercanas a los 65°S (Novolazarevskaya, Mawson, Mirny, Casey, Dumont D'Urville, Faraday/Vernadsky) (Marshall, 2003). En este trabajo se realizará un análisis estacional del índice SAM por lo tanto se utiliza la versión modificada de Meneghini et al. (2007):

$$SAM = \frac{MSLP_{40^{\circ}S}(t) - \overline{MSLP_{40^{\circ}S}(season)}}{\sigma_{MSLP_{40^{\circ}S}(season)}} - \frac{MSLP_{65^{\circ}S}(t) - \overline{MSLP_{65^{\circ}S}(season)}}{\sigma_{MSLP_{65^{\circ}S}(season)}} \quad (7)$$

Donde  $MSLP$  es el promedio longitudinal de la presión al nivel del mar sobre el Océano Pacífico en la latitud indicada. Por lo tanto en este trabajo, el índice SAM corresponderá a la diferencia de la anomalía de la presión al nivel del mar normalizado del promedio zonal en longitudes del Océano Pacífico Sur entre los 40°S y los 65°S. SAM positivos (negativos) se encuentran asociados a mayores (menores) temperaturas y condiciones secas (húmedas) en latitudes medias del HS (Gillet et al., 2006).

### 5.2.2. Corrección de datos diarios PMIP2

Para aplicar el modelo de balance de masa (siguiente sección), los datos de temperatura deben encontrarse en referencia al nivel del mar, por lo que asumiendo un gradiente vertical de temperaturas los valores de cada modelo se interpolan con la siguiente ecuación:

$$T_r = T_m - \frac{dT}{dz} \frac{z_m}{1000} \quad (8)$$

Donde  $T_r$  es la temperatura de referencia al nivel del mar en [°C],  $T_m$  es la temperatura del modelo PMIP2 en [°C] en cada punto de grilla en la altitud  $z_m$  en [m] y  $\frac{dT}{dz}$  es el gradiente vertical de temperatura en [°C km<sup>-1</sup>]. Posteriormente se ha definido para cada punto de grilla, bandas de altitud que van desde los 0 [m] a 4000 [m] con intervalos de 20 [m]. La temperatura es extrapolada a cada banda de altitud en cada grilla con la ecuación:

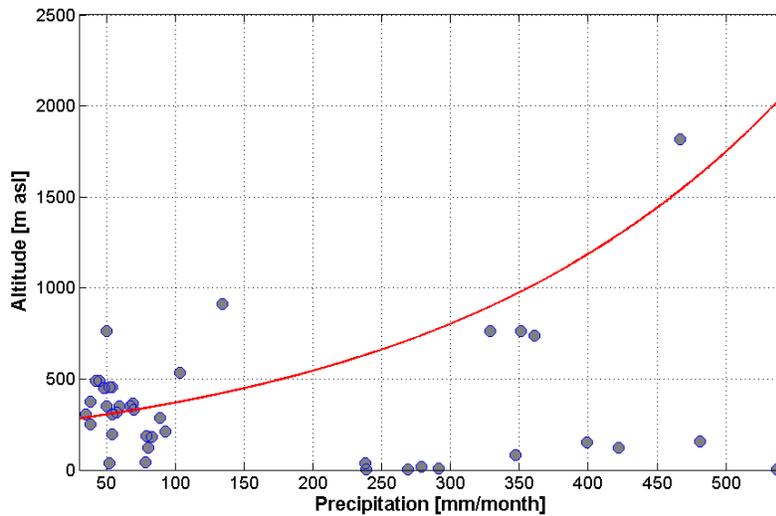
$$T_{cor} = T_r + (z_i) \frac{dT}{dz} \quad (9)$$

Donde  $z_i$  es la altitud de cada intervalo en [m].

En cuanto a la precipitación, esta es corregida a través de un gradiente de precipitación, el cual redefine la precipitación desde el tope de las bandas de elevación hasta el nivel del mar:

$$p = p_m + (z_i - z_m) \frac{dp}{dz} \quad (10)$$

Donde  $p_m$  es la precipitación del modelo PMIP2 en [mm] en cada punto de grilla en la altitud  $z_m$  en [m] y  $\frac{dp}{dz}$  es el gradiente vertical de precipitación en [mm km<sup>-1</sup>]. Este gradiente fue definido en base a las observaciones regionales en cada región (Patagonia y Nueva Zelanda), a través de una regresión lineal con las estaciones disponibles. Sin embargo debe tenerse en consideración que es un gradiente generalizado y proyectado para mayores altitudes en ambas regiones, ya que además existen escasa estaciones sobre los 1000 [m snm] como se muestra en la **Figura 5.3.** para el caso en la Isla Sur de Nueva Zelanda por lo que en ningún caso es aplicable en casos de resolución espacial mas detallada.



**Figura 5.3.** Distribución de las precipitaciones con la altitud en estaciones de la Isla del Sur de Nueva Zelanda. Se aprecia gran dispersión en los datos observados y no existe una relación clara a nivel regional

### 5.2.3. Modelo de balance de masa glaciario grados-días

En orden de establecer la relación entre clima y balance de masa glaciario se utiliza

el modelo de balance de masa glaciario en grados-días en Patagonia y Nueva Zelanda. En este modelo la variación espacial del balance de masa solo es función de la altitud como consecuencia de la parametrización de la temperatura y la precipitación en función de la altitud. La temperatura y precipitación junto con los parámetros descritos más adelante, son los únicos requerimientos para el modelo. Las variables climáticas como se ha dicho anteriormente corresponden a los datos a nivel diario de los modelos de circulación general que componen PMIP2.

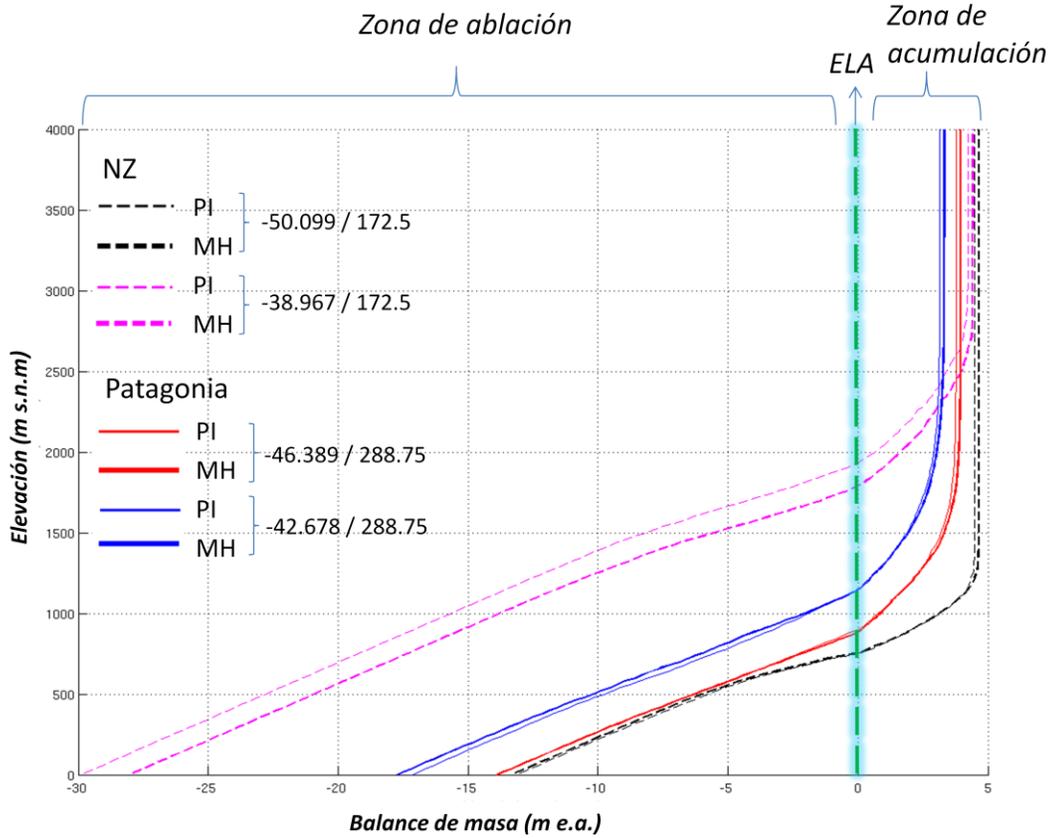
La temperatura es un importante predictor del derretimiento porque la radiación de onda larga incidente y los flujos turbulentos de calor son términos importantes en el balance de energía que se encuentran estrechamente relacionados con la temperatura del aire a 2 m (McKinnon et al., 2012). El modelo es adecuado para las condiciones de latitudes medias ya que el componente más importante de la ablación es el derretimiento. En el caso de glaciares a mayores alturas y condiciones más secas con baja humedad relativa como los del Norte de Chile, este modelo debe ser corregido debido a que la sublimación es también un componente importante de la ablación (Singh, 2011).

Si se asume que la variación espacial del balance de masa es solo función de la altitud, la tasa de balance de masa puede ser descrita como la suma de las tasas de acumulación y ablación:

$$B(t, z) = c(t, z) + a(t, z) \quad (11)$$

Donde  $B$  es el balance,  $c$  la tasa de acumulación y  $a$  la tasa de ablación al tiempo  $t$  y la elevación  $z$ .

La elevación en el modelo se define a través de un vector de 0 a 4000 m snm con intervalos de 20 m, donde a cada intervalo se le aplica el modelo de balance de masa el cual se obtiene distribuido en altura. Un ejemplo se aprecia en la **Figura 5.4.**, donde se observa la curva de balance de masa y las zonas glaciológicas asociadas a un glaciar. Es una curva hipotética de cómo debería ser el balance de masa de un glaciar en respuesta solo a las condiciones climáticas.



**Figura 5.4. Curva de balance de masa resultante de aplicación del modelo de balance de masa glaciar correspondiente a los puntos de grilla que se indican (lat/lon) ejemplos tanto para el PI como el HM.**

En este modelo, la acumulación ocurre cuando la temperatura  $T$  es menor a una temperatura umbral  $T_{crit}$  y la precipitación  $p$  es mayor a cero. La temperatura umbral  $T_{crit}$  se encuentra usualmente en el rango de  $0^{\circ}\text{C}$  a  $2^{\circ}\text{C}$ . La acumulación es calculada sobre la base de datos diarios de temperatura promedio  $T_{mean}$  y precipitación total diaria  $p_d$ . La acumulación es definida como proporcional a la precipitación diaria que cae cuando la temperatura media diaria  $T_{mean} < T_{crit}$  durante el día. De esta forma la acumulación diaria es calculada:

$$c(t, z) = \delta_m p_d \begin{cases} \delta_m = 1, & T_{mean} < T_{crit} \\ \delta_m = 0, & T_{mean} \geq T_{crit} \end{cases} \quad (12)$$

$T_{crit}$  en este caso se asumirá como  $1^{\circ}\text{C}$ . En cuanto a la ablación  $a$ , esta es proporcional a la temperatura media  $T_{mean}$  y ocurre para valores de  $T_{mean}$  mayores a  $0^{\circ}\text{C}$ . Aquí se utiliza el concepto de *Positive Degree Day* (PDD) que se define como:

$$PDD(t, z) = \begin{cases} (T_{mean}(z) - 0), & T_{mean} > 0^{\circ}C \\ 0, & T_{mean} \leq 0^{\circ}C \end{cases} \quad (13)$$

El PDD corresponde a la suma de las temperaturas diarias que se encuentran sobre 0°C que en este caso se asocia a la  $T_{mean}$  diaria. Finalmente el valor de PDD es multiplicado por el *degree day factor* (DDF) obteniéndose la ablación diaria. Por lo tanto esta aproximación toma la siguiente forma:

$$a(t, z) = DDF_{ice/snow} * PDD \quad (14)$$

En este modelo se asume que el umbral de temperatura  $T_{crit}$  para derretimiento es igual a 0°C, vale decir, se asume que temperaturas negativas no contribuyen al derretimiento (Hock, 2003; Braithwaite, 2011). Este valor umbral de temperatura puede cambiar de acuerdo a condiciones locales. Una segunda parametrización importante del DDM es el factor grado-día (DDF, por sus siglas en ingles) para nieve y hielo. Este concepto corresponde al monto de derretimiento por día que ocurre cuando se tienen temperaturas sobre los 0°C, sus unidades son por lo tanto [mm d<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>]. Este parámetro muestra gran variabilidad espacial y en general es más alto para hielo y más bajo para nieve debido a la alta reflectividad de la nieve (albedo) lo cual reduce la cantidad de energía disponible para el derretimiento (Braithwaite, 2011). A pesar de la gran variabilidad espacial y temporal de los valores DDF, en este modelo se utilizaran valores estándar de 6 y 3 [mm d<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>] para hielo y nieve respectivamente tanto para el HM como el PI, ello ya que corresponde a los valores más bajos observados en distintas partes del mundo lo que permite tener una base de cuanto es lo que se derrite y además porque valores altos de DDF ocurren en glaciares con muy baja temperaturas (Braithwaite, 2011).

El modelo de balance de masa requiere una serie de parametrizaciones que deben ser determinadas a fin de aplicar el modelo a las condiciones de cada periodo. Aunque la magnitud de la ELA modelada depende de los distintos parámetros, el patrón básico de respuesta de la ELA no (Rupper et al., 2009), si es que las parametrizaciones se aplican de igual forma para el HM y el PI. Sin embargo lo anterior, se intentara aplicar al modelo condiciones observadas en la actualidad que representen de buena forma variables distribuidas espacialmente y/o consideraciones teóricas y físicas de los parámetros que integran el modelo.

Una de ellas corresponde a una línea de nieves inicial la cual se asume es de 1800 [m snm]. Es necesario definir una línea de nieve para que el modelo aplique el DDF correspondiente al hielo (bajo la línea de nieve) y nieve (sobre la línea de nieve). Sobre la línea de nieve existe un gradiente de acumulación de nieve, el

cual corresponde a un incremento en altitud a una tasa de 10 [mm/m]. Finalmente existe un espesor crítico en torno a la línea de nieve y que corresponde a 100 [mm w.e.], entre 0 y este valor se aplica un DDF que va cambiando linealmente entre el DDF de hielo y nieve para luego, sobre los 100 [mm w.e.] aplicar el DDF correspondiente a la nieve. Este valor inicial de línea de nieve es finalmente independiente de los resultados ya que el modelo rápidamente determina la línea de nieve en función de la temperatura y precipitación.

Como se dijo anteriormente la temperatura y precipitación necesitan ser distribuidas en la altitud. En el caso de la temperatura (que ya se encuentra corregida al nivel del mar) se ha asumido un gradiente de 6.5 [°C/km] el cual corresponde al gradiente ambiental observado en la atmosfera libre (Benn & Evans, 2010).

La distribución de los montos de precipitación se encuentra afectada por los efectos topográficos, sin embargo los mecanismos e impactos en precipitación son todavía en gran medida desconocidos debido a la falta de datos en altura y la dificultad técnica asociada a la medición de la precipitación sólida en zonas de gran altitud (Vuille, 2010), Además existe una gran variabilidad espacial en la distribución de las precipitaciones con la altitud para distintas regiones del mundo lo que hace más complicado su determinación. Jóhannesson et al. (1995) utilizó un incremento de 55% cada 100 [m] para el glaciar Sátujökull en Islandia, de 9% cada 100 [m] en Nigardsbreen en Noruega y de 0 % cada 100 [m] en Qamanârssûp sermia en Groenlandia. Más recientemente Radic & Hock (2011) utilizaron rangos de incremento de precipitación en el rango de 0 a 18% (promedio de 8% y desviación estándar de 0.05) en la modelación global de balance de masa para determinar aporte al nivel del mar. Por lo tanto existe una gran variabilidad espacial del gradiente de precipitación. En este modelo el gradiente de precipitación se encuentra comprendido en la tasa de aumento de la nieve (10 [mm/m]) sobre la línea de nieve.

Una de las desventajas de asumir un aumento monotónico de la precipitación es que no se representan bien los peaks de precipitaciones, los cuales han sido observados en Nueva Zelanda por Anderson et al. (2006) en el glaciar Franz Josef, donde se estima un peak de las precipitaciones de 11000 [mm/a] en torno a los 1200 [m snm] y una reducción a 8200 [mm/a] en torno a los 1700 [m snm]. También Koppes et al. (2011) asume un peak de las precipitaciones en torno a los 1500 [m snm] en su modelación del balance de masa del siglo XX del glaciar San Rafael. Frente a la dificultad de asumir un gradiente altitudinal y dado que se buscan las diferencias de ELA entre PI y HM se ha decidido mantener la precipitación del modelo solo multiplicada por un factor de corrección, dado que los modelos tienden a subestimar la precipitación en zonas más lluviosas (Radic & Hock, 2006), y corregida en altura por gradientes de precipitaciones pequeños

(~0.003 [mm/m]) para la representación correcta de la curva de balance de masa. La representación de la precipitación se presenta por lo tanto como una de las limitantes de este modelo, principalmente en los Alpes del Sur de Nueva Zelandia, ya que los modelos no muestran (como se verá más adelante) el efecto orográfico de dicha cordillera, no así en Patagonia donde es posible observar gradiente altitudinales y efecto “sombra” en las precipitaciones por la presencia de la Cordillera de Los Andes.

Para establecer la influencia de los parámetros seleccionados se realizarán estimaciones de la sensibilidad del modelo de balance de masa glaciario a rangos aceptables de dichos parámetros. Los parámetros necesarios para el modelo se resumen en la **Tabla 5.4**.

<b>Parámetros</b>	<b><i>New Zealand</i></b>	<b><i>Patagonia</i></b>	<b><i>Unidades</i></b>
<b><i>Snow Temp. Threshold</i></b>	1	1	°C
<b><i>Snow Ice Depth Transition</i></b>	100	100	mm w.e.
<b><i>DDF ice</i></b>	6	6	[mm d <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> ]
<b><i>DDF snow</i></b>	3	3	[mm d <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> ]
<b><i>Pptn Factor</i></b>	1.55	1.55	mm
<b><i>Pptn Lapse rate</i></b>	0.003885	0.00252	mm/m
<b><i>Temp Lapse rate</i></b>	-0.0065	-0.0065	°C/m
<b><i>Snow Max Thick</i></b>	1	1	m
<b><i>Snow line elevation</i></b>	1800	1800	m asl
<b><i>Snow gradient</i></b>	10	10	mm/m

**Tabla 5.4. Parámetros utilizados en el modelo de balance de masa glaciario.**

En este mismo sentido se realizó una validación del modelo con datos de balance de masa actuales. Lamentablemente en la zona al sur de los 40°S en Patagonia existen escasos programas de balance de masa glaciológico (mediciones en terreno con balizas, pozos estratigráficos y mediciones de densidad de nieve/hielo), siendo uno de los más recientes el publicado por Rivera et al. (2005) para el glaciar Mocho ubicado sobre el Volcán Mocho Choshuenco (39° 55' S, 72°02'W) realizado el año hidrológico 2003/2004. Para revisar cómo se comporta el modelo de balance de masa aplicado con datos de modelos se utilizarán datos del modelo regional PRECIS (DGF, 2006) para el mismo año

hidrológico y se compararan con las observaciones glaciológicas realizadas en este glaciar.

#### 5.2.4. Limitaciones

El modelo de balance de masa muestra condiciones generales de las respuestas glaciares a los forzantes climáticos como son la temperatura y la precipitación. Existen varios aspectos a considerar para una más real reconstrucción de las condiciones de los glaciares en distintas épocas y que no se han considerado en este trabajo, ya que escapa a los objetivos los cuales buscan tener una mirada regional. No obstante estas condiciones deben ser consideradas en trabajos futuros a escalas locales.

De forma general hay que indicar que la naturaleza de los datos (modelos globales con escalas espaciales gruesas que no representan un glaciar en específico) es una limitante al momento de reconstruir algunos parámetros glaciológicos, sin embargo permiten comparar las sensibilidades de los glaciares y las diferencias espaciales en las distintas regiones en las escalas espaciales que comprende este trabajo (Rupper et al., 2009).

Se ha estimado a la ELA como el parámetro a analizar, ya que corresponde a un buen indicador de las condiciones climáticas en escalas regionales de hasta 500 [km] aunque en algunos casos está determinada por condiciones atmosféricas locales (Bakke & Nesje, 2011). En cuanto al modelo de balance de masa glaciar, este no incluye el balance de energía siendo este solo una parametrización en el modelo de balance de masa a través del *degree day factor*, asumiendo que la ablación está directamente relacionada con la temperatura. Sin embargo es el input de calor el responsable del derretimiento y/o sublimación, por lo tanto un modelo de balance de energía superficial es necesario para calcular el calor disponible para la ablación (Rupper et al., 2009). A pesar de ello, se ha estimado en trabajos comparativos que la diferencia entre un modelo de balance de masa, como el de este trabajo y un modelo de balance de energía, muestran que el patrón de la ELA es similar entre ambos tipos de modelos, mostrando sin embargo mayores diferencias en las zonas donde la sublimación es el factor dominante en la ablación (Rupper & Koppes, 2010).

La sublimación ocurre preferentemente bajo ciertas condiciones meteorológicas, principalmente en ambientes muy secos (especialmente con mayor velocidad del viento) y en altitudes mayores donde la presión del aire es menor que en altitudes bajas (Singh, 2011). En ambientes marítimos como los de Patagonia y Los Alpes del Sur no se presentan estas condiciones, sin embargo no se descarta que la sublimación pueda ser un factor importante principalmente en la vertiente

oriental de ambas cordilleras y a mayores altitudes.

En cuanto a las condiciones locales de cada glaciar existe una serie de condiciones que determinan la sensibilidad glaciar. Estas van desde la forma de los valles, la cobertura detrítica (por ejemplo el glaciar Tasman), la condición de glaciar con frente desprendente en lago o fiordo (ejemplo glaciar Perito Moreno en Patagonia) y la presencia de glaciares sobre conos volcánicos que pueden aportar a través de calor geotermal al derretimiento basal (ejemplo glaciares del volcán Villarrica), la acumulación nival por efecto de avalanchas en las paredes del valle, entre otros.

En cuanto a la cobertura detrítica, esta influencia profundamente los montos de ablación, existiendo una relación no lineal entre el espesor de la capa de detritos y la ablación donde básicamente en presencia capas de hasta 2 [cm] la ablación aumenta, mientras que sobre espesores mayores, la tasa de ablación disminuye exponencialmente (Benn & Evans, 2010).

En cuanto a la condición de frente desprendente se agrega una nueva variable en el balance de masa que corresponde a una tasa de “*calving*” (Koppes et al., 2011). Sin embargo la ELA de este tipo de glaciares sigue siendo un aspecto que relaciona el clima con el glaciar.

#### **5.2.5. Análisis de los datos de salida**

Los resultados del modelo de balance de masa glaciar permitirán comparar las condiciones del Holoceno medio (HM) con las condiciones durante el periodo pre-industrial (control, PI) e incluso con observaciones y modelos de balance de masa actuales. Ello dará una primera aproximación a las características y extensión de los glaciares durante el HM. Dado que los resultados del modelo corresponde a un perfil altitudinal del balance de masa específico, es posible determinar la ELA de los glaciares solo si se encuentra controlado por factores climáticos y no se consideran otros factores ampliadores o mitigadores de la relación glaciar-clima, como topografía subglacial, la condición del frente del glaciar (sobre fiordo/lago o tierra) entre otros. La ELA se obtendrá a través de la interpolación de la curva de balance de masa glaciar (**Figura 5.4.**), obteniendo la altitud donde el balance de masa es 0 [m.w.e] en cada punto de grilla. La estimación de la respuesta glaciar y sus diferencias espaciales solo a los factores relacionados al clima, permitirá tener una visión general de las condiciones paleoclimáticas durante el HM en Los Alpes del Sur y en Patagonia.

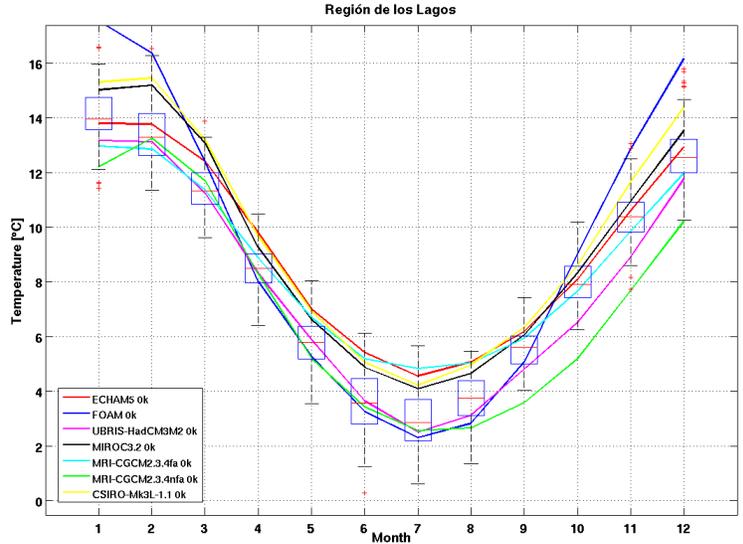
## 6. Resultados

### 6.1. Descripción de datos de los modelos PMIP2

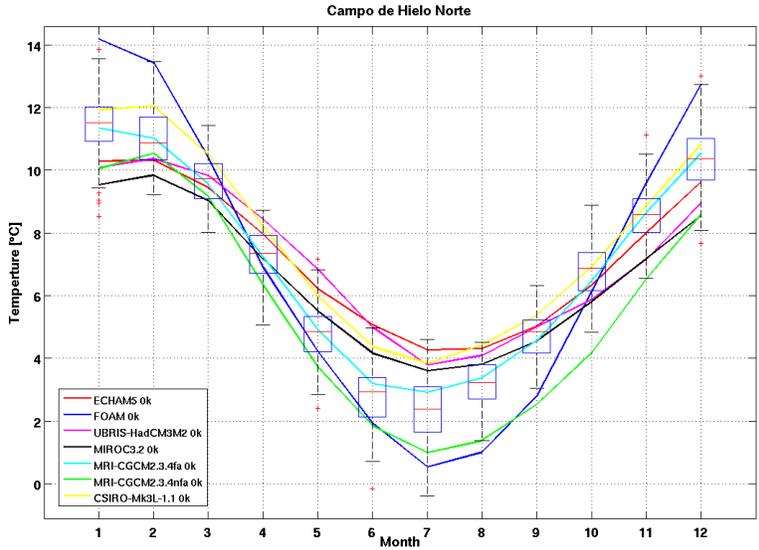
En esta sección se describirán los datos de los modelos PMIP2. Para ello se utilizarán los datos mensuales con el fin de poder compararlos con los datos CRU3.1. también de carácter mensual. Los datos de los modelos PMIP2 fueron interpolados al tamaño de la grilla CRU3.1. con el fin de facilitar la comparación. Para determinar que los datos mensuales representan de buena forma los datos a utilizar en el modelo de balance de masa glaciar, se realizó una comparación de ellos con los datos diarios PMIP2, mostrando una alta concordancia entre ambos (no mostrado).

#### 6.1.1. Temperatura

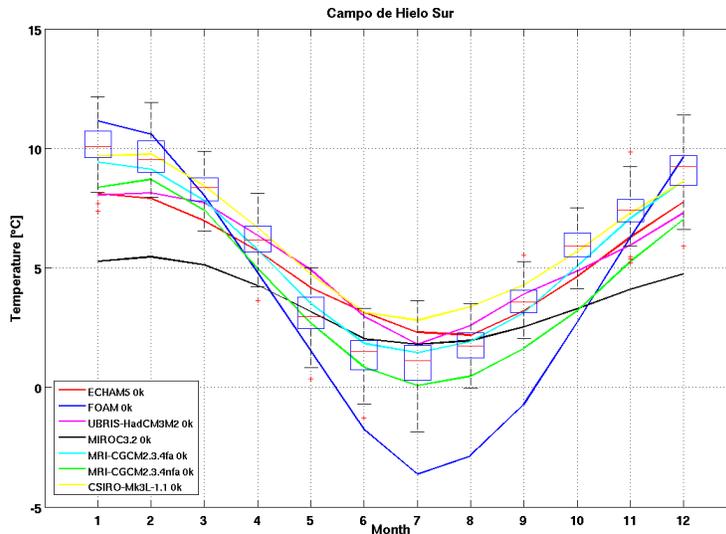
Considerando la zonificación areal para la zona correspondiente a la Patagonia (**Figura 5.1.**) es posible apreciar que los modelos durante el PI, en general replican el ciclo anual para las cuatro regiones analizadas considerando como control para el siglo XX los valores de la climatología CRU 3.1. En general la magnitud de los valores mensuales de temperatura se encuentra dentro de los rangos de la climatología CRU 3.1, sin embargo, algunos modelos presentan una mayor dispersión respecto al promedio del resto de los promedios PMIP2. La mayor diferencia se aprecia en Campo de Hielo Sur (**Figura 6.3**) y Cordillera Darwin (**Figura 6.4**) donde el modelo FOAM muestra una estacionalidad más fuerte, mientras el modelo MIROC muestra una estacionalidad más suave en la región Campo de Hielo Sur. El modelo FOAM también muestra una mayor estacionalidad en la Región de Los Lagos (**Figura 6.1**) y Campo de Hielo Norte (**Figura 6.2**) donde las temperaturas de los meses de verano son mayores respecto al resto de los modelos. Se debe considerar que FOAM es el modelo de menor resolución (7.5 lon x 4.5 lat) respecto al resto de los modelos analizados PMIP2 en este trabajo, lo cual puede inducir estas diferencias respecto al resto de los modelos.



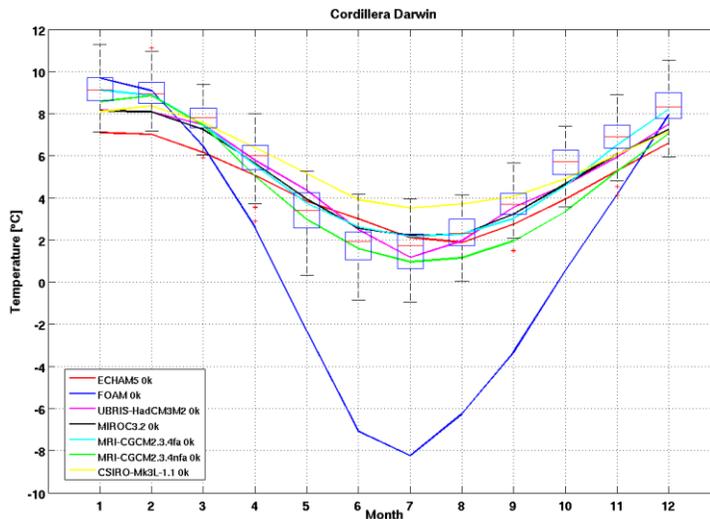
**Figura 6.1. Ciclo anual de temperatura de 7 modelos PMIP2 para el PI y CRU3.1. (boxplot) en la Región de Los Lagos.**



**Figura 6.2. Ciclo anual de temperatura de 7 modelos PMIP2 para el PI y CRU3.1. (boxplot) en Campo de Hielo Norte.**



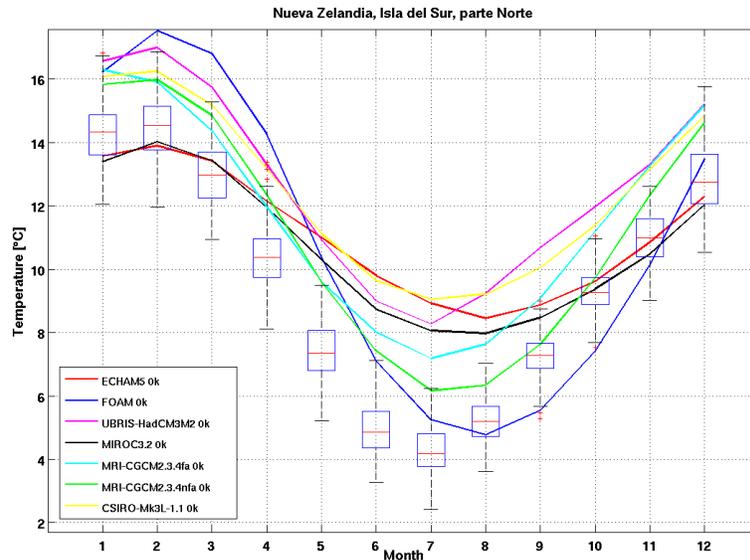
**Figura 6.3.** Ciclo anual de temperatura de 7 modelos PMIP2 para el PI y CRU3.1. (boxplot) en Campo de Hielo Sur.



**Figura 6.4.** Ciclo anual de temperatura de 7 modelos PMIP2 para el PI y CRU3.1. (boxplot) en Cordillera Darwin.

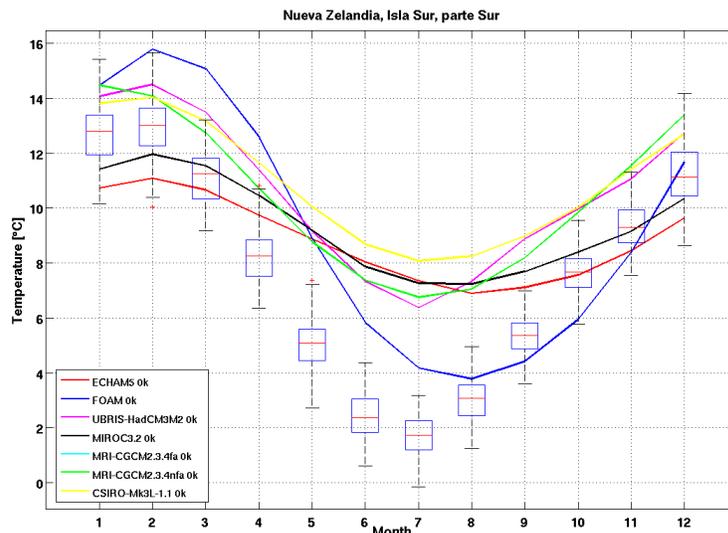
En cuanto a Nueva Zelanda se puede apreciar en las **Figura 6.5** y **6.6**, que todos los modelos excepto FOAM replican también la estacionalidad. El modelo FOAM y ECHAM en el PI (ok) se encuentra desplazado, siendo el mes de Agosto el de menores temperaturas a diferencia del resto de los modelos PMIP2 y CRU 3.1 que muestran Julio como el mes más frío. Esto es apreciable tanto en la parte Norte como Sur de la Isla del Sur de acuerdo a la regionalización de la **Figura 5.2** Para el resto de los modelos se aprecia una sobrestimación de las temperaturas respecto a CRU 3.1 lo cual es más notorio en los meses de invierno y en la parte Sur de la Isla, determinando una menor estacionalidad anual. Esto puede responder a que los modelos globales, como se verá más adelante, no “ven” debido a su resolución, a Los Alpes del Sur, lo cual determinaría las mayores temperaturas respecto a las observadas (CRU 3.1) sobre todo en la parte Sur

donde los Alpes del Sur alcanzan las mayores alturas, no así en Patagonia donde los modelos si logran captar, a pesar de la suavización del relieve, el efecto de la cordillera de los Andes.



**Figura 6.5. Ciclo anual de temperatura de 7 modelos PMIP2 para el PI y CRU3.1. (boxplot) en sector norte de Isla del Sur.**

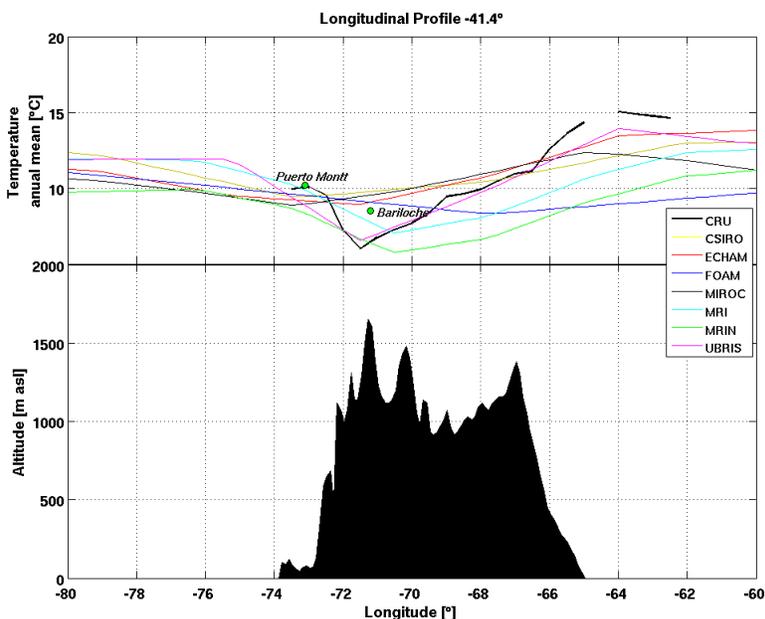
Otra diferencia apreciable corresponde a los meses de verano, donde algunos modelos muestran Enero como el mes más cálido (MRI-CGCM2.3.4fa y MRI-CGCM2.3.4nfa) a diferencia de CRU 3.1 y el resto de los modelos PMIP2 que muestran a Febrero como el más cálido.



**Figura 6.6. Ciclo anual de temperatura de 7 modelos PMIP2 para el PI y CRU3.1. (boxplot) en sector sur de Isla del Sur.**

A continuación se verá el efecto de las Cordillera y si los datos de los modelos PMIP2 muestran la influencia de ella. Para ello se realizaron perfiles longitudinales de las temperatura promedio anual en distintos puntos del área de estudio con el objetivo de ver las diferencias espaciales longitudinalmente. Estos son comparados nuevamente con datos CRU 3.1 que se encuentran espacialmente distribuidos y con promedios climatológicos de estaciones meteorológicas ubicadas en torno a la latitud del perfil.

La **Figura 6.7** muestra un perfil para la zona de Puerto Montt ( $-41.4^{\circ}$ ). Se aprecia que los modelos captan la influencia de la cordillera aunque en menor medida respecto a los valores CRU 3.1. El modelo UBRIS es el que mejor capta la disminución de las temperaturas si se compara con CRU 3.1., mientras FOAM no capta la influencia de la Cordillera apreciándose un perfil más bien plano. Hacia el sur, la **Figura 6.8** muestra un perfil para la zona de Coyhaique donde se aprecia una situación similar. En ambos casos los modelos, MRI-CGCM2.3.4fa y MRI-CGCM2.3.4nfa muestran la mínima temperatura hacia el este de la mínima temperatura CRU 3.1 mientras MIROC y CSIRO lo muestran hacia el oeste. UBRIS y ECHAM muestran el mínimo aproximadamente en la misma zona del mínimo CRU 3.1. Finalmente en la latitud de Punta Arenas (**Figura 6.9**) se aprecia que la altitud de la Cordillera ha disminuido, a pesar de lo cual los modelos ven la influencia de la Cordillera. FOAM sin embargo, se encuentra muy por debajo de los valores observados.



**Figura 6.7. Perfil longitudinal de 7 modelos PMIP2 en los  $-41.4^{\circ}$  (zona de Puerto Montt).**

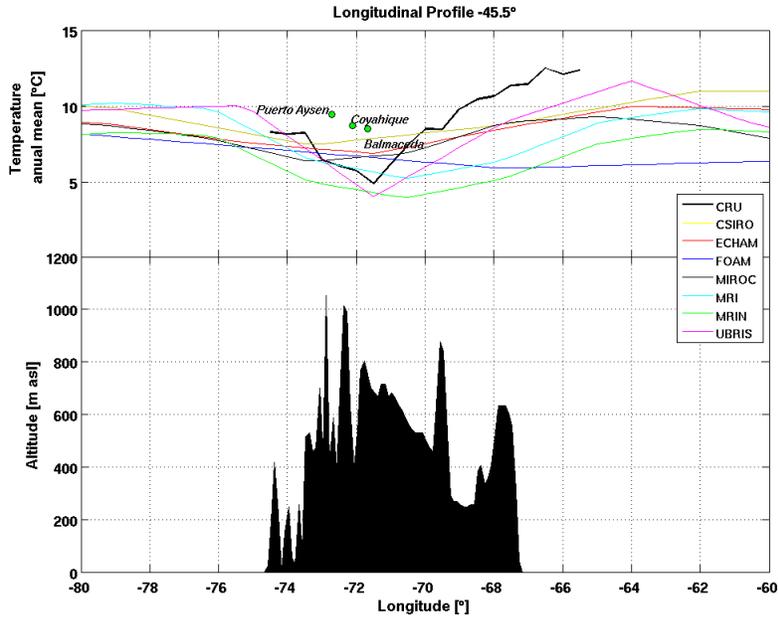


Figura 6.8. Perfil longitudinal de 7 modelos PMIP2 en los -45.5° (zona de Coyhaique).

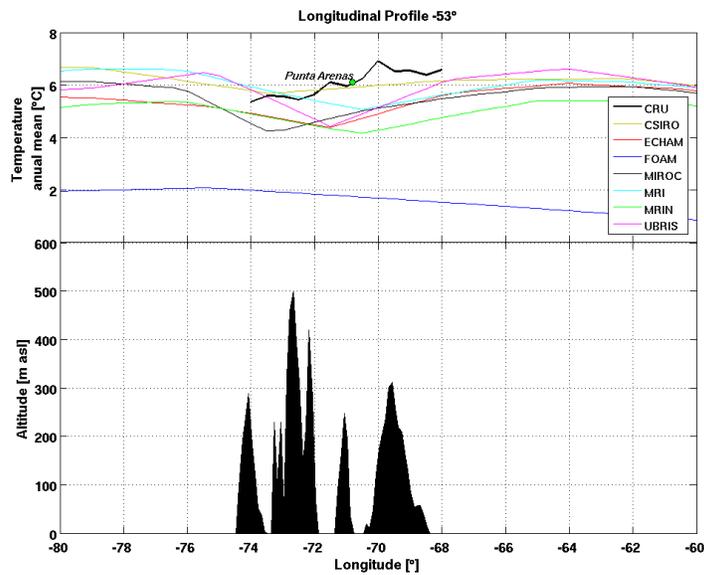
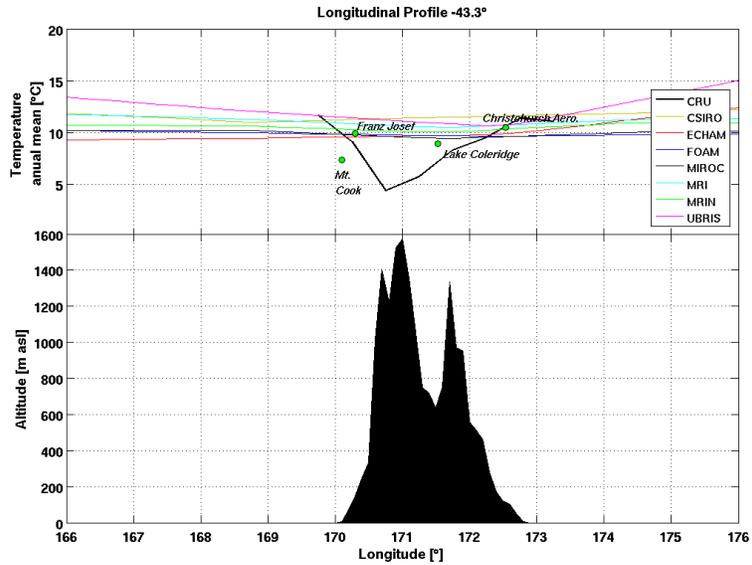


Figura 6.9. Perfil longitudinal de 7 modelos PMIP2 en los -53° (zona de Punta Arena).

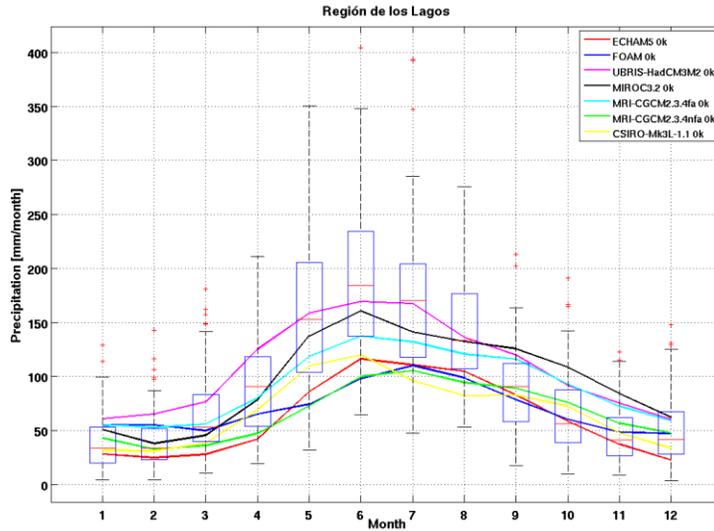
Lo contrario sucede en Nueva Zelanda, donde los modelos prácticamente no captan la influencia de los Alpes del Sur. La **Figura 6.10** muestra los perfiles para la zona de mayor altitud de Los Alpes del Sur, sin embargo, todos los modelos muestran escaso cambio de temperaturas con la altitud. Se estima que los modelos no representan bien a Los Alpes del Sur debido a su menor altitud promedio y a que es una Cordillera más angosta respecto a la Cordillera de los Andes (entre 100 y 200 [km] en la zona de estudio) llegando a máximos del orden de los 100 [km].



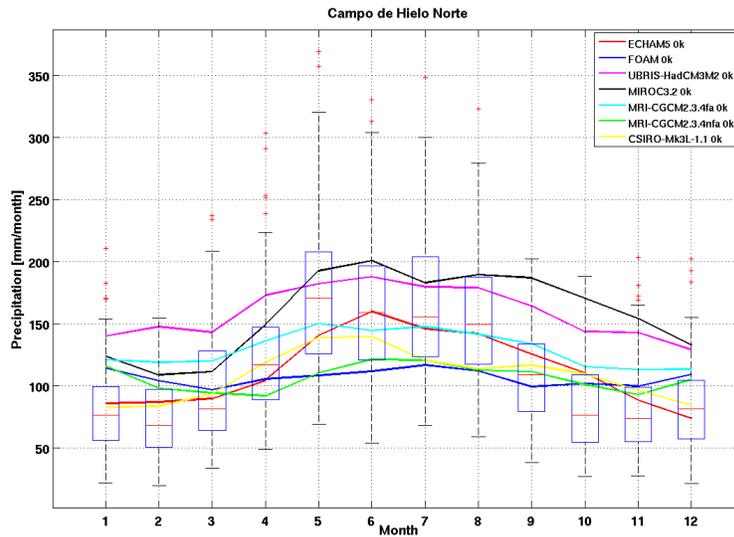
**Figura 6.10.** Perfil longitudinal de 7 modelos PMIP2 en los  $-43.3^{\circ}$  (zona de glaciar Franz Josef, NZ).

### 6.1.2. Precipitación

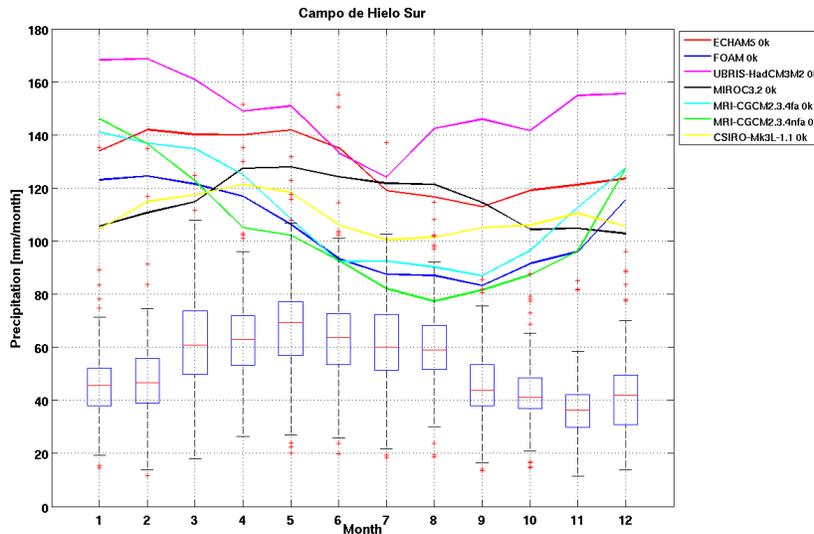
El ciclo anual de la precipitación es bien capturado por los modelos en la Región de Los Lagos y Campo de Hielo Norte aunque un tanto subestimados respecto a CRU 3.1. (**Figuras 6.11** y **6.12** respectivamente) en el primer caso. En la zona de Campo de Hielo Sur existe una clara sobrestimación y una estacionalidad que no se condice totalmente con lo observado (**Figura 6.13**), mientras que en Cordillera Darwin se aprecia sobrestimación de los modelos PMIP2 pero la estacionalidad es más acorde a lo observado (**Figura 6.14**). Es importante recalcar que la incerteza en esta zona es mayor debido a que no existe una cobertura apropiada de estaciones meteorológicas con observaciones de precipitaciones, por lo cual la incertidumbre con los datos CRU 3.1 también es mayor.



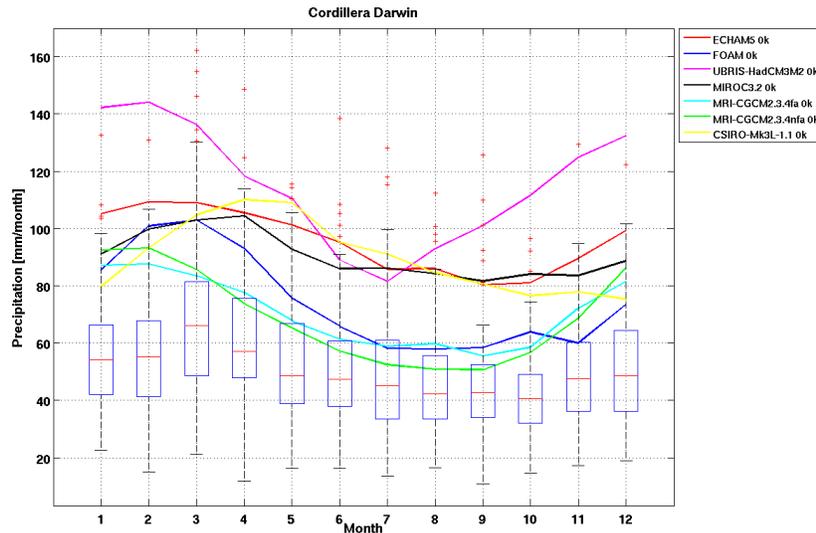
**Figura 6.11. Ciclo anual de precipitación promedio de 7 modelos PMIP2 para el PI y CRU3.1. (boxplot) en la Región de Los Lagos.**



**Figura 6.12. Ciclo anual de precipitación promedio de 7 modelos PMIP2 para el PI y CRU3.1. (boxplot) en Campo de Hielo Norte.**

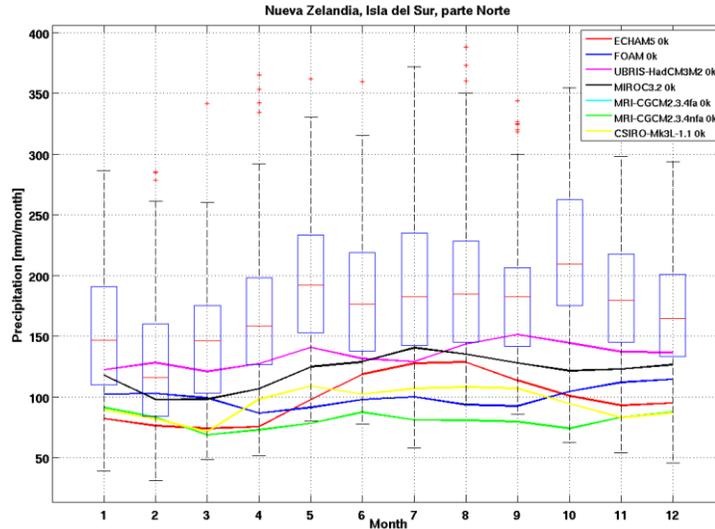


**Figura 6.13.** Ciclo anual de precipitación promedio de 7 modelos PMIP2 para el PI y CRU3.1. (boxplot) en Campo de Hielo Sur.

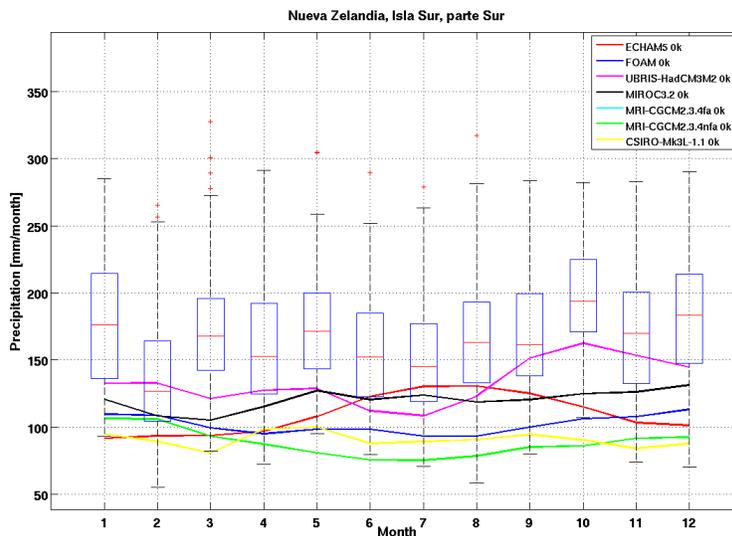


**Figura 6.14.** Ciclo anual de precipitación promedio de 7 modelos PMIP2 para el PI y CRU3.1. (boxplot) en Cordillera Darwin.

En Nueva Zelanda los modelos PMIP2 subestiman la precipitación, tanto en la parte Norte como Sur de la Isla del Sur (**Figura 6.15 y 6.16**), ello, como se dijo anteriormente, debido a la simplificación de los Alpes del Sur en los modelos, que prácticamente no lo representan, eliminado el efecto topográfico en la precipitación.



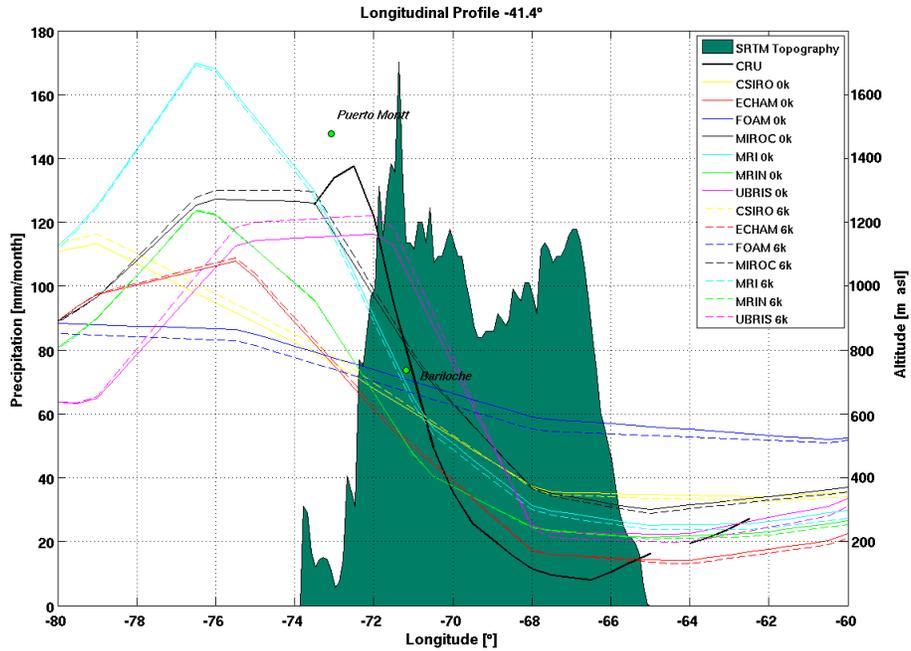
**Figura 6.15.** Ciclo anual de precipitación promedio de 7 modelos PMIP2 para el PI y CRU3.1 (boxplot) en sector norte de Isla del Sur.



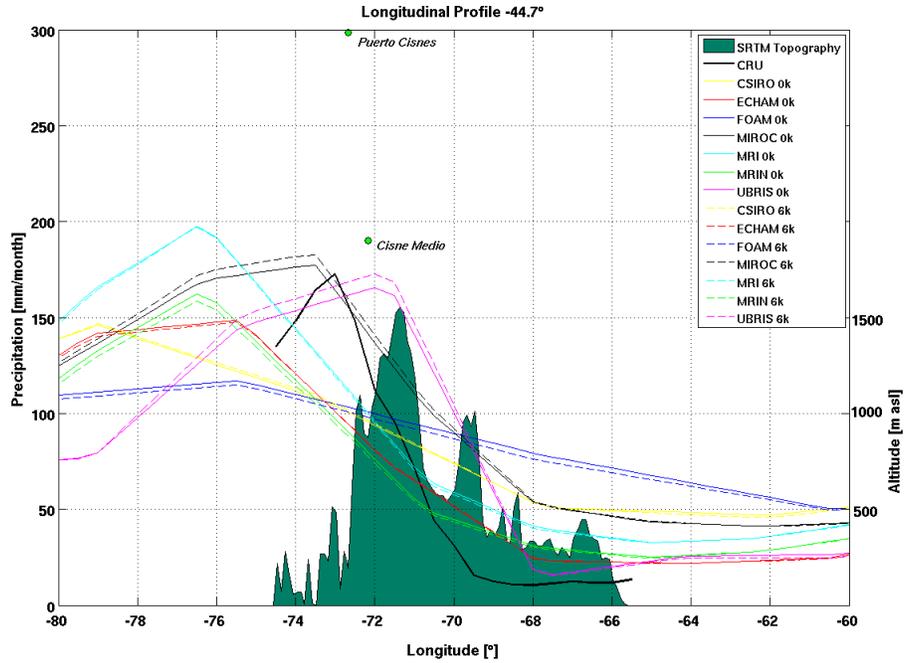
**Figura 6.16.** Ciclo anual de precipitación promedio de 7 modelos PMIP2 para el PI y CRU3.1 (boxplot) en sector sur de Isla del Sur.

La precipitación en Patagonia también muestra la influencia de la Cordillera de Los Andes, es así como en el lado occidental se aprecian los mayores *peaks* de precipitación, para en el lado oriental decrecer. Nuevamente el modelo FOAM es el que muestra menor cambio entre ambas vertiente. Como se aprecia en las **Figuras 6.17, 6.18 y 6.19** la mayoría de los modelos, incluido CRU 3.1 muestran los *peaks* de precipitaciones, no inmediatamente sobre las máximas altitudes, sino hacia el occidente de ellas, incluso el modelo CSIRO muestra el peak sobre el Océano Pacífico. Es importante destacar que en todos los casos, en la vertiente occidental, las precipitaciones son subestimadas respecto a las observaciones (por ejemplo Valdivia, Puerto Cisnes, Cisne Medio, Puerto Montt) y en algunos casos respecto a CRU 3.1, mientras que hacia la vertiente oriental se aprecian

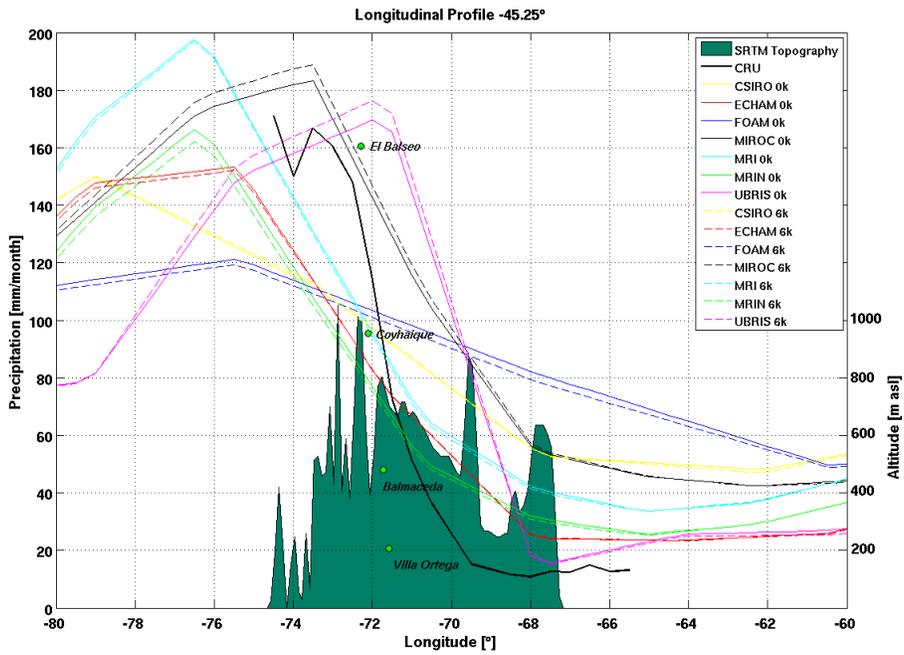
precipitaciones mayormente sobreestimadas respecto a CRU 3.1. Por lo tanto, en Patagonia, los modelos tienden a sobreestimar las precipitaciones en zonas de menor precipitación y a subestimar la precipitación en zonas de mayor precipitación. Respecto a Nueva Zelanda se observa en la **Figura 6.20** que no se aprecia el *peak* de las precipitaciones como en los datos CRU 3.1 debido a la mala representación de los Alpes del Sur.



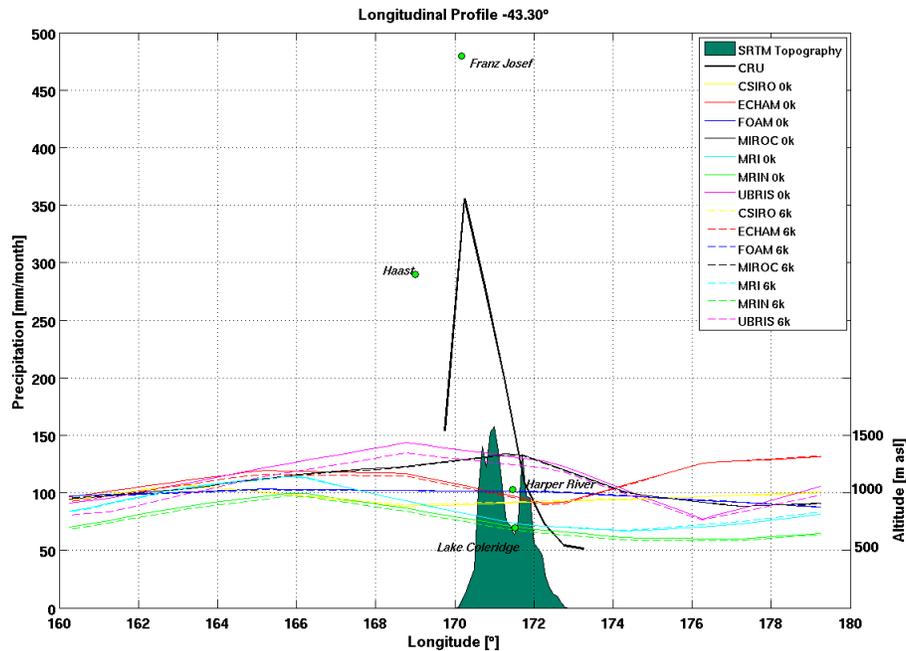
**Figura 6.17.** Perfil longitudinal de precipitación promedio mensual de 7 modelos PMIP2 HM y PI) y CRU3.1. en la zona de Puerto Montt – Bariloche.



**Figura 6.18.** Perfil longitudinal de precipitación promedio mensual de 7 modelos PMIP2 (HM y PI) y CRU3.1. en la zona de Puerto Cisnes.



**Figura 6.19.** Perfil longitudinal de precipitación promedio mensual de 7 modelos PMIP2 (HM y PI) y CRU3.1. en la zona de Coyhaique.



**Figura 6.20.** Perfil longitudinal de precipitación promedio mensual de 7 modelos PMIP2 (HM y PI) y CRU3.1. en la zona de glaciar Franz Josef.

### 6.1.3. Síntesis de la sección

En esta sección se muestra una descripción de los datos PMIP2 del PI, comparados con observaciones actuales (CRU 3.1 y estaciones meteorológicas). Se ha estimado que la temperatura en los modelos PMIP2 representa adecuadamente el ciclo anual en las regiones de Patagonia, exceptuando el modelo FOAM. Las diferencias en los valores se deben a que corresponden a periodos distintos (PI y presente) y también a que los métodos de obtención de los datos tienen distinta naturaleza por lo que no son comparables. En Nueva Zelanda de igual forma se consigue apreciar el ciclo anual, aunque un par de modelos PMIP2 muestra el ciclo anual desplazado. Especialmente hablando se aprecia que las diferencias entre vertientes de ambas cordilleras (Alpes del Sur y Andes) y el gradiente de temperatura es mejor representado en Patagonia a pesar de la simplificación de su relieve, lo cual podría indicar que el ancho de la cordillera es un factor de importancia en los modelos PMIP2 para representar los gradientes ya que los Alpes del Sur, a pesar de tener altitudes similar a los Andes patagónicos, no son bien representados en los modelos PMIP2.

En cuanto a la precipitación, el ciclo anual se muestra el mismo patrón temporal que los datos CRU 3.1 en las regiones al norte de Patagonia (Región de Los Lagos y Campo de Hielo Norte), donde además el rango de los valores de los modelos PMIP2 se encuentra en el rango de la climatología CRU 3.1. En el resto de las regiones en Patagonia y Nueva Zelanda, donde además no existe un ciclo anual

muy marcado, las diferencias son mayores, apreciándose mayor variabilidad entre los modelos PMIP2. Específicamente en Campo de Hielo Sur y Cordillera Darwin se aprecia una sobreestimación de los modelos PMIP2 sobre CRU3.1 mientras en ambas regiones de Nueva Zelandia se aprecia un subestimación de los modelos PMIP2 respecto a los valores de CRU 3.1. Especialmente, nuevamente se logra una mejor representación en Patagonia, aunque respecto a las observaciones de estaciones meteorológicas se aprecian algunas diferencias importantes entre los modelos PMIP2 e incluso con CRU 3.1. En Nueva Zelandia no se aprecian cambios importantes en la precipitación encontrándose los valores de los modelos PMIP2 más cercanos a los valores del sector oriental de Los Alpes del Sur comparado con CRU 3.1 y las estaciones meteorológicas.

## **6.2. Comparación de condiciones climáticas HM y PI**

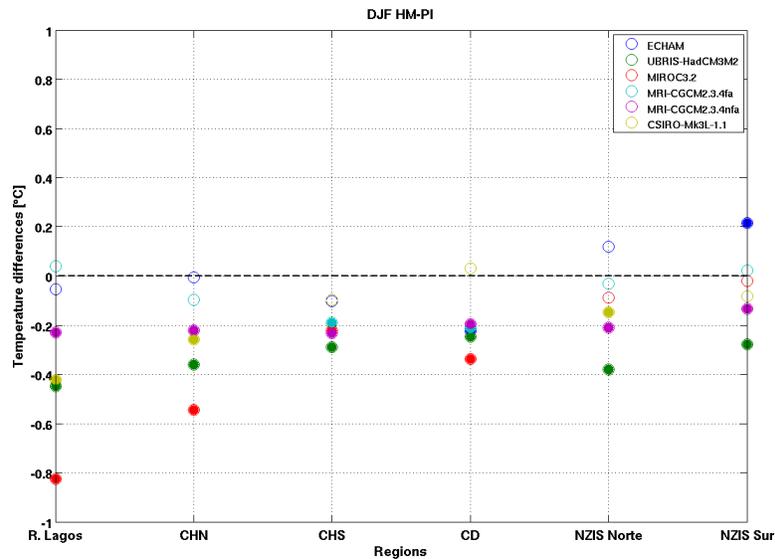
Esta sección contempla la comparación de las condiciones climáticas entre el HM y el PI derivada de los datos de temperatura y precipitación de los modelos PMIP2. Se han utilizado los datos mensuales de dichos modelos ya que permite un comparación más eficiente (existe discrepancia en la definición del tipo de calendario anual dependiendo del modelo PMIP2) y comparable con otros estudios. La relación entre los datos diarios y mensuales como se vio más arriba es concordante. Finalmente debido a la incerteza asociado a los datos del modelo FOAM debido a su baja resolución espacial vistos en la sección anterior, este se ha descartado para la aplicación en el modelo de balance de masa glaciar y por ende en la comparación entre HM y PI en esta sección.

### **6.2.1. Temperatura**

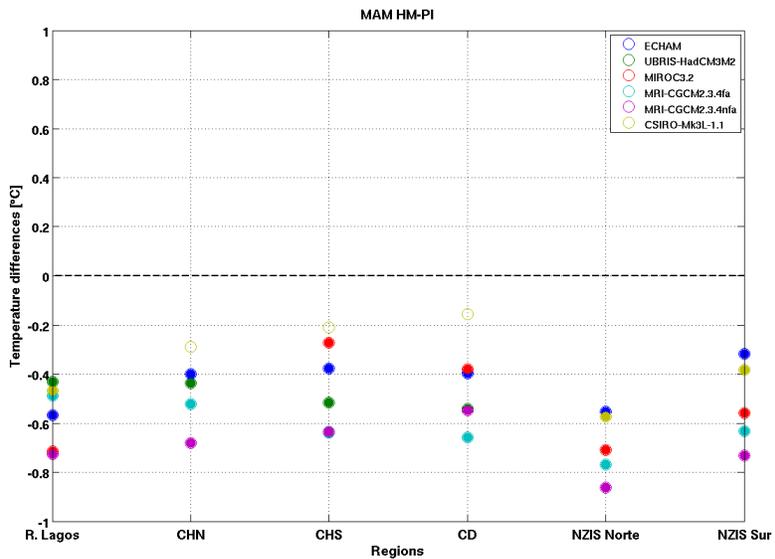
Para aplicaciones glaciológicas, las temperaturas son analizadas estacionalmente y por cada modelo PMIP2, para con ello tener una idea de la influencia del cambio de temperatura en la respuesta glaciar. En verano (**Figura 6.21**) las temperaturas se muestran consistentemente, en su mayoría, más frías para el HM respecto al PI en prácticamente todas las regiones definidas para Patagonia, donde la mayoría de los modelos rechazan la hipótesis nula, indicando que los cambios son significativos (5%). Por el contrario los cambios no son significativos en ambas regiones de Nueva Zelandia para los modelos ECHAM, MIROC, MRI y CSIRO, donde el modelo ECHAM muestra mayores temperaturas para el PI, siendo significativo (al 5%) el cambio detectado en la parte sur de la Isla del Sur de Nueva Zelandia.

En otoño e invierno, la señal es más clara apreciándose condiciones más frías para el HM respecto al PI. Todos los cambios son significativos excepto para otoño en tres regiones de Patagonia del modelo CSIRO (**Figura 6.22**) y en

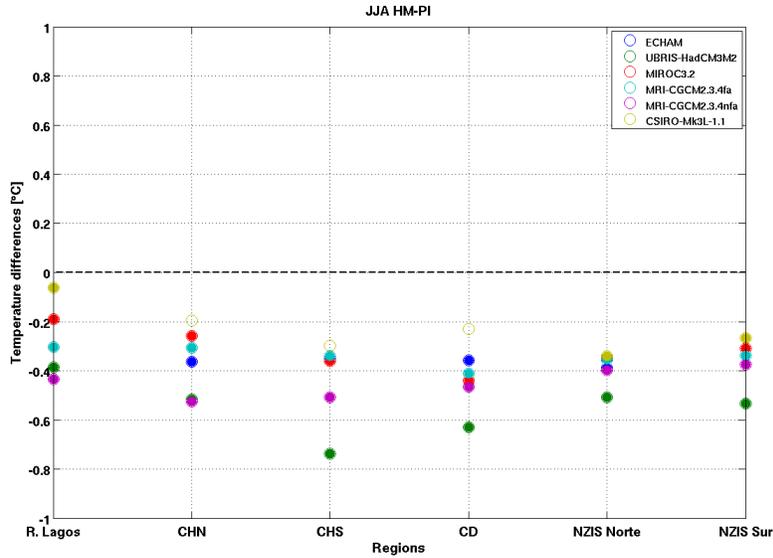
invierno para una región de Patagonia (**Figura 6.23**).



**Figura 6.21.** Diferencias de temperatura entre HM y PI para verano de 6 modelos PMIP2 en las 6 regiones definidas. Círculos sólidos indican cambios estadísticos significativos ( $p \leq 0.05$ ). R.Lagos: Región de los Lagos, CHN: Campo de Hielo Norte, CHS: Campo de Hielo Sur, CD: Cordillera Darwin, NZIS Norte: Nueva Zelanda Isla Sur sector Norte y NZIS Sur: Nueva Zelanda Isla Sur sector sur.

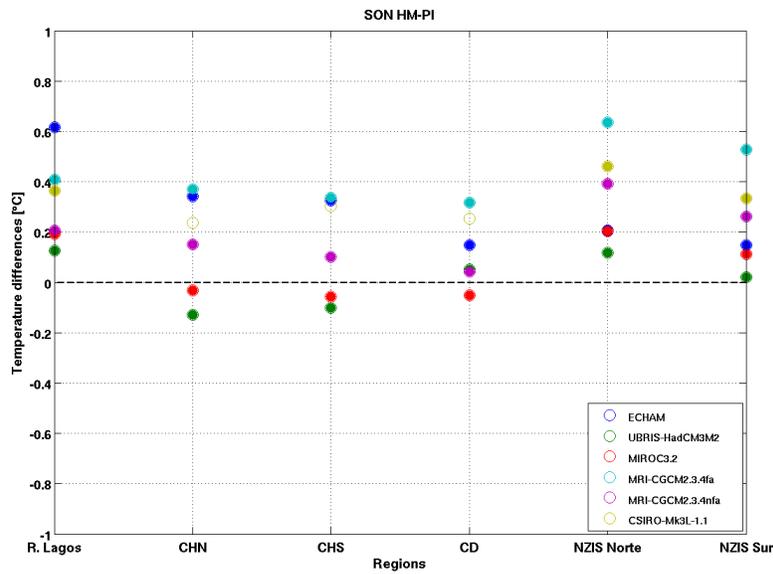


**Figura 6.22.** Diferencias de temperatura entre HM y PI para otoño de 6 modelos PMIP2 en las 6 regiones definidas. Círculos sólidos indican cambios estadísticos significativos ( $p \leq 0.05$ ).



**Figura 6.23.** Diferencias de temperatura entre HM y PI para invierno de 6 modelos PMIP2 en las 6 regiones definidas. Círculos sólidos indican cambios estadísticos significativos ( $p \leq 0.05$ ).

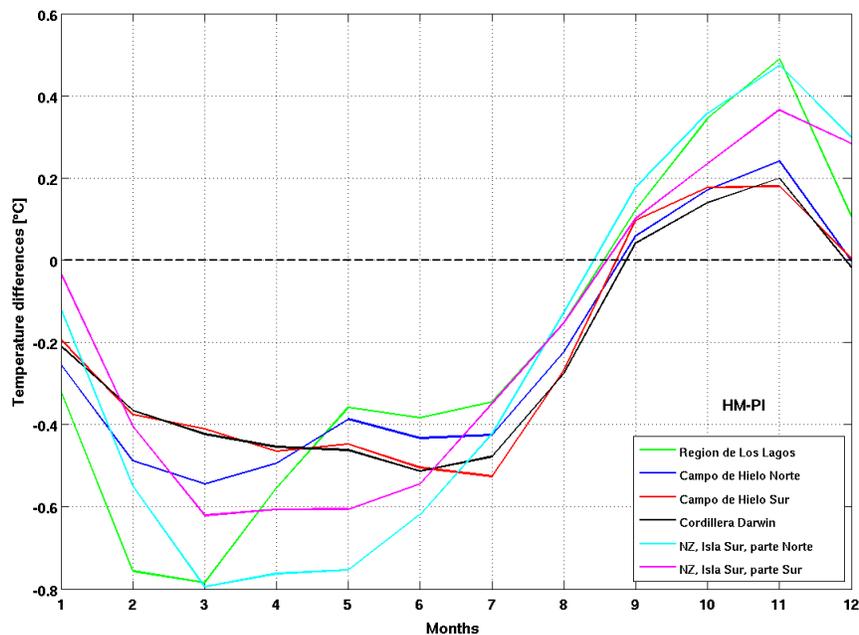
En primavera (**Figura 6.24**), la señal es opuesta apreciándose mayores temperaturas en el HM respecto al PI con algunas excepciones no significativas en los modelos UBRIS y MIROC.



**Figura 6.24.** Diferencias de temperatura entre HM y PI para primavera de 6 modelos PMIP2 en las 6 regiones definidas. Círculos sólidos indican cambios estadísticos significativos ( $p \leq 0.05$ ).

Existe por lo tanto una estacionalidad en los cambios de la temperatura, la cual se encuentra asociado a los cambios de insolación (**Figura 2.3.**). Para graficar esto,

se aprecian estos cambios en la **Figura 6.25**, donde con el promedio de todos los modelos PMIP2 se observan condiciones más frías para el HM de los meses de Enero a Agosto y con aproximadamente el mismo patrón temporal de cambio para las regiones definidas. No se aprecia un patrón espacial en los cambios, solo apreciándose que las regiones al Norte tanto en Patagonia (Región de Los Lagos) como en Nueva Zelanda (Isla Sur parte Norte), presentan una mayor amplitud en los cambios definiendo un ciclo anual más marcado. En Patagonia, las temperaturas promedio, se muestran consistentemente más frías en el HM durante DJF ( $\sim -0.2[^\circ\text{C}]$ ), MAM ( $\sim -0.5[^\circ\text{C}]$ ) y JJA ( $\sim -0.4[^\circ\text{C}]$ ) y más frías en el PI durante SON ( $\sim 0.2[^\circ\text{C}]$ ) determinando una menor temperatura anual promedio para el HM de  $-0.2 [^\circ\text{C}]$ . En Nueva Zelanda, las temperaturas se presentan más frías en el HM en JJA ( $\sim -0.4[^\circ\text{C}]$ ) y MAM ( $\sim -0.7[^\circ\text{C}]$ ) y más cálidas en SON ( $\sim 0.3[^\circ\text{C}]$ ). En verano se aprecian pequeñas diferencias positivas o negativas dependiendo del modelo obteniéndose un promedio regional de  $\sim -0.1 [^\circ\text{C}]$ . Por lo tanto a nivel anual las temperaturas se muestran más frías para el HM con un valor de  $-0.2[^\circ\text{C}]$ .

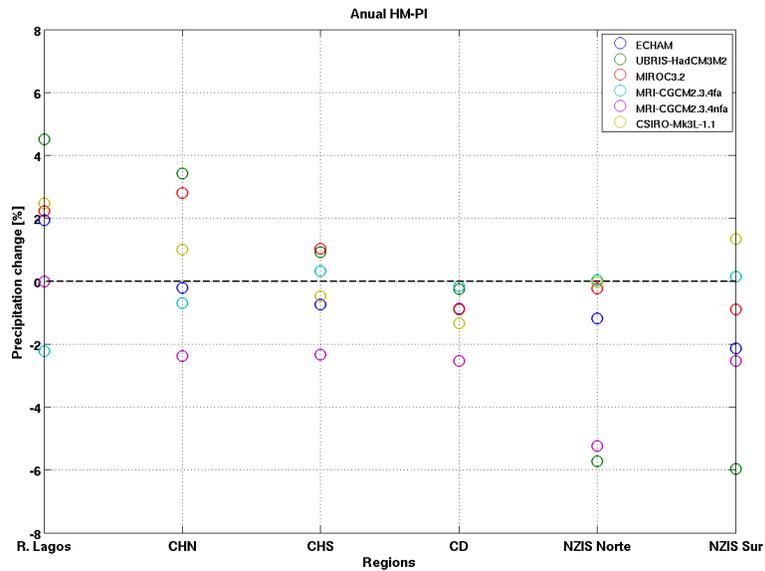


**Figura 6.25.** Diferencias de temperatura entre HM y PI promedio acoplado mensual de 6 modelos PMIP2.

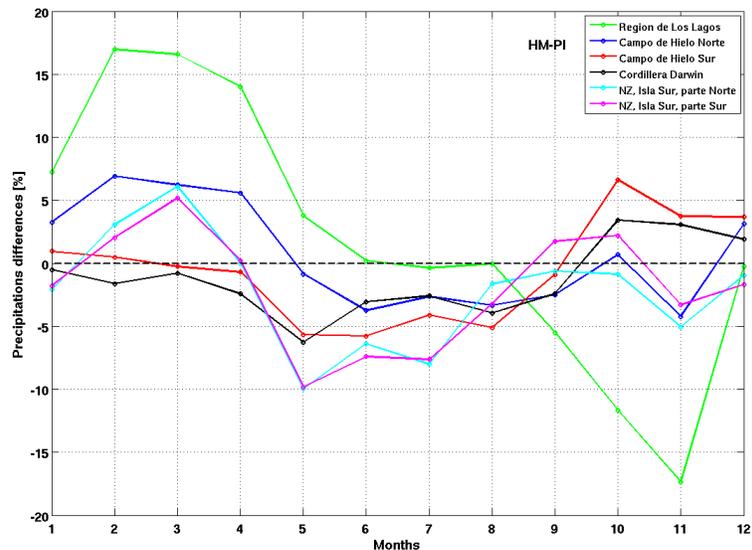
### 6.2.2. Precipitación

Los cambios de los montos anuales de precipitación entre el HM y el PI no se muestran tan consistentes entre las diferentes regiones definidas y los modelos. Esto determina que todos los cambios no sean significativos estadísticamente, no superando el 6% de diferencia entre ambos periodos (**Figura 6.26**). A excepción

de Cordillera Darwin que muestra menor precipitación para el HM, no se aprecia ninguna región que muestre consistentemente un cambio positivo o negativo entre los modelos. En cuanto a las diferencias porcentuales promedio de los modelos PMIP2 a lo largo del año, se aprecia en la **Figura 6.27** que existe una tendencia a menores precipitaciones en el HM entre los meses de Mayo y Septiembre, mayores precipitaciones para el HM entre Enero y Abril y señales opuestas en los modelos en los meses de Octubre a Diciembre.



**Figura 6.26. Diferencias porcentuales de precipitación anual entre HM y PI de 6 modelos PMIP2 en las 6 regiones definidas. Círculos sólidos indican cambios estadísticos significativos ( $p \leq 0.05$ ).**



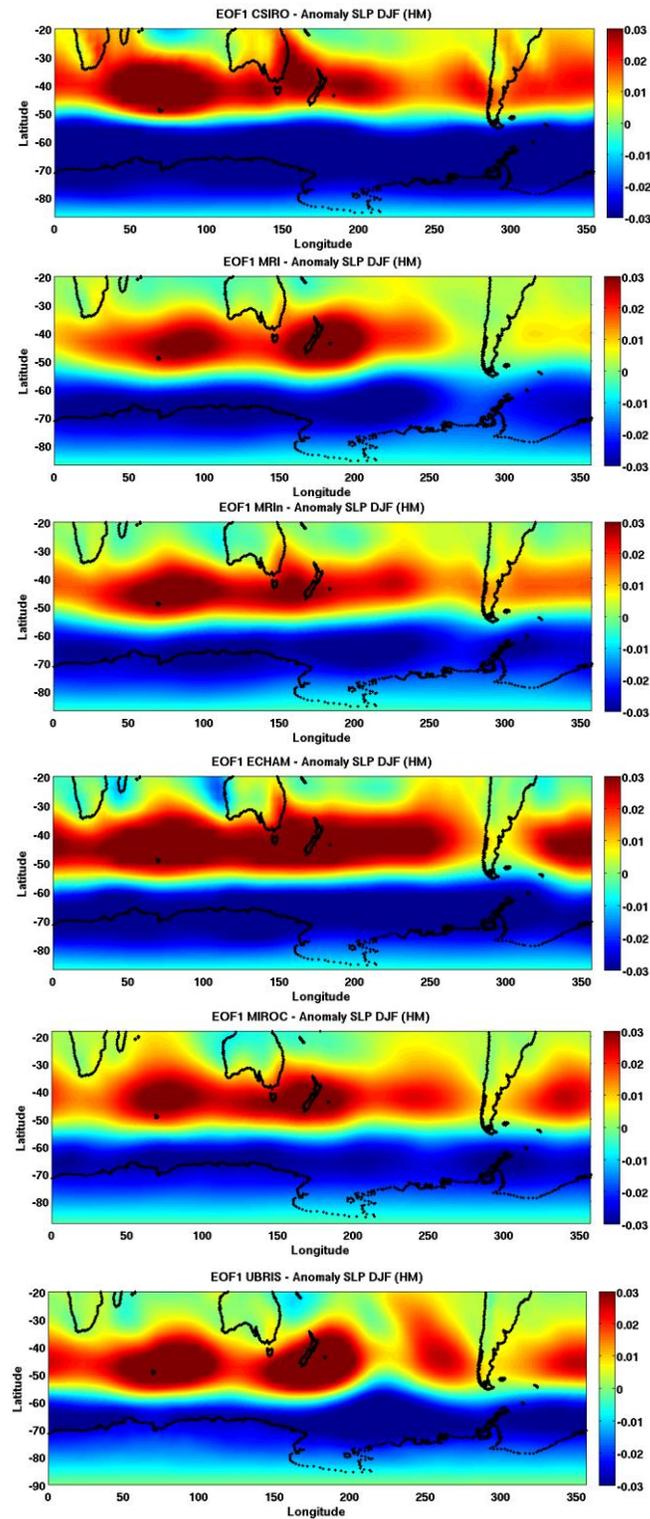
**Figura 6.27. Diferencias de precipitación porcentuales entre HM y PI promedio acoplado mensual de 6 modelos PMIP2.**

### 6.2.3. Modo anular del Sur (SAM)

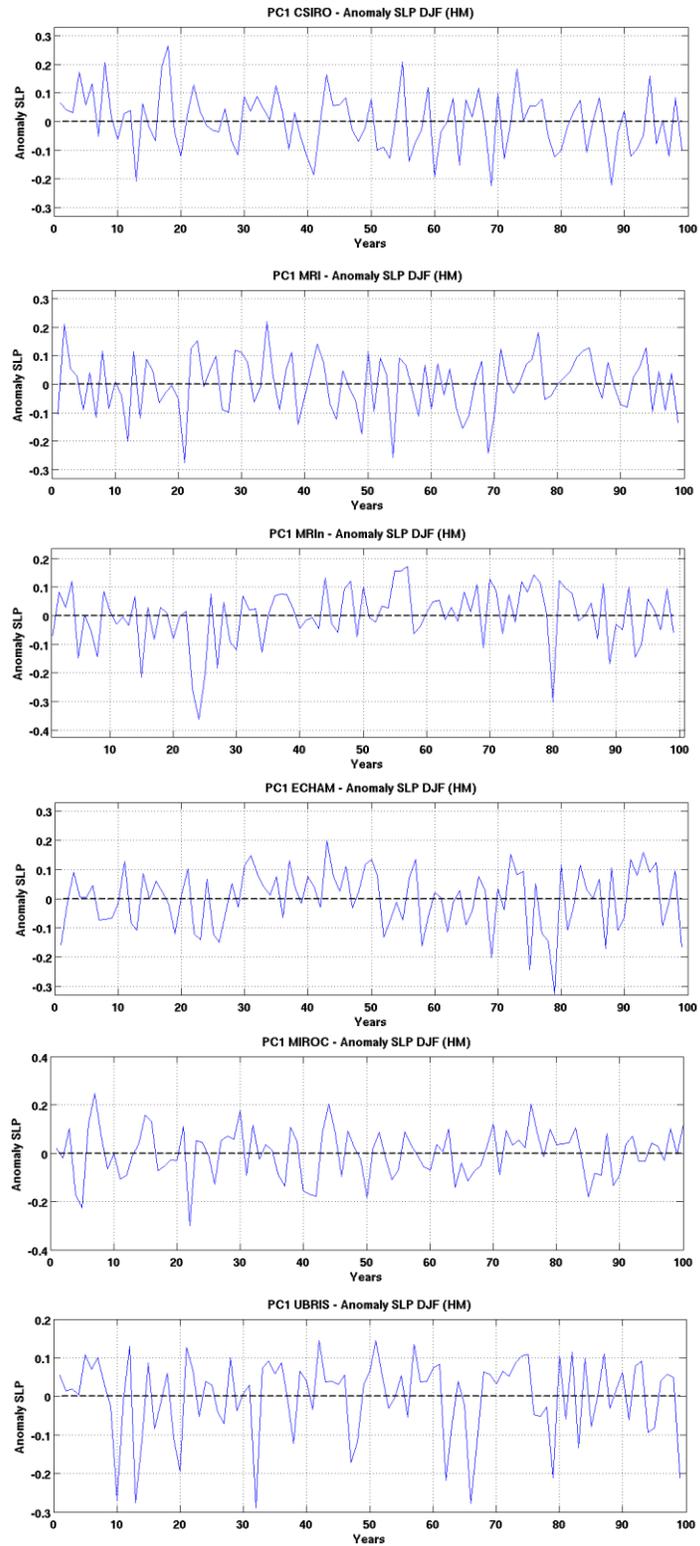
Con el objetivo de establecer las condiciones de circulación a gran escala se presenta un análisis del SAM a través de EOFs y PCs para todas las estaciones de los 6 modelos PMIP2. Espacialmente abarca todo la extensión longitudinal del Hemisferio Sur entre los 20° y 90° S. La determinación del patrón espacial y temporal de la presión al nivel del mar se realizó sobre los valores de anomalía de SLP.

Todos los modelos analizados muestran en su modo 1 la existencia de SAM de manera robusta. Esta se muestra como una estructura simétrica sobre el sur del Océano Pacífico, con anomalías negativas de la presión al nivel del mar al sur del eje de los 50° a 55° S y positivas al norte del mismo eje. La **Figura 6.28** muestra esta estructura en verano para los 6 modelos PMIP2 durante el HM. La estructura es prácticamente idéntica para el PI, cambiando solo los porcentajes de varianza explicada.

La **Tabla 6.1** muestra el porcentaje de varianza explicada por el modo 1 para cada modelo en las distintas estaciones. De forma general se aprecia que todos los modelos muestran un mayor porcentaje de varianza para el verano, con la sola excepción del modelo ECHAM en el HM. Respecto a las diferencias entre periodos, para el caso del verano, todos los modelos muestran una mayor varianza explicada en el PI, excepto en el modelo UBRIS. Para el invierno existen mayores diferencias, los modelos MIROC y MRI explican más varianza para el PI y el resto explica un mayor porcentaje para el HM. En las estaciones de transición (MAM y SON) existe mayor diferencia en la varianza explicada tanto entre periodos como entre modelos.



**Figura 6.28. EOF1 de 6 modelos PMIP2 para el HM en verano. Barra corresponde a anomalía de SLP.**



**Figura 6.29. PC1 de 6 modelos PMIP2 para el HM en verano.**

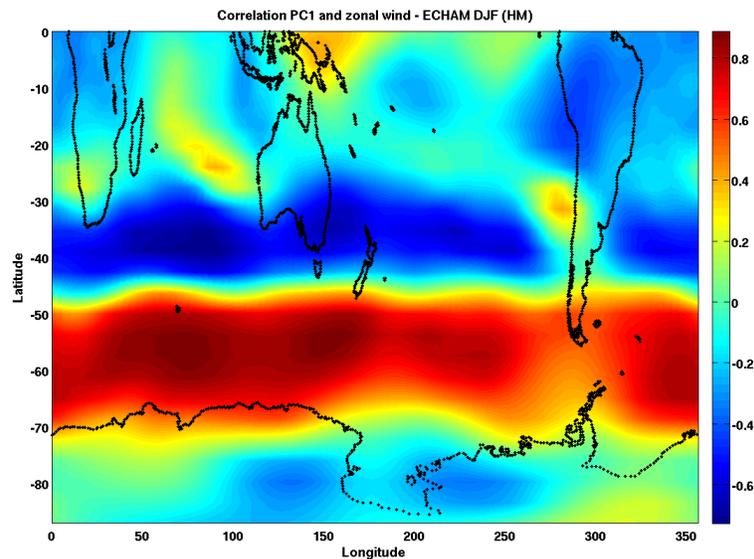
Modelo	Periodo	EOF 1			
		DJF	MAM	JJA	SON
CSIRO-Mk3L-1.1	PI	51%	31%	32%	45%
	HM	49%	26%	35%	50%
ECHAM5-MPIOM1	PI	44%	26%	36%	53%
	HM	40%	26%	45%	49%
MIROC3.2	PI	56%	31%	37%	55%
	HM	39%	33%	34%	63%
MRI-CGCM2.3.4fa	PI	59%	40%	36%	27%
	HM	48%	42%	26%	37%
MRI-CGCM2.3.4nfa	PI	50%	28%	19%	34%
	HM	43%	24%	23%	31%
UBRIS-HadCM3M2	PI	33%	26%	27%	31%
	HM	36%	31%	33%	34%

**Tabla 6.1. Porcentajes de varianza que explican el EOF1 (SAM) para verano, otoño, invierno y primavera tanto para el HM como el PI.**

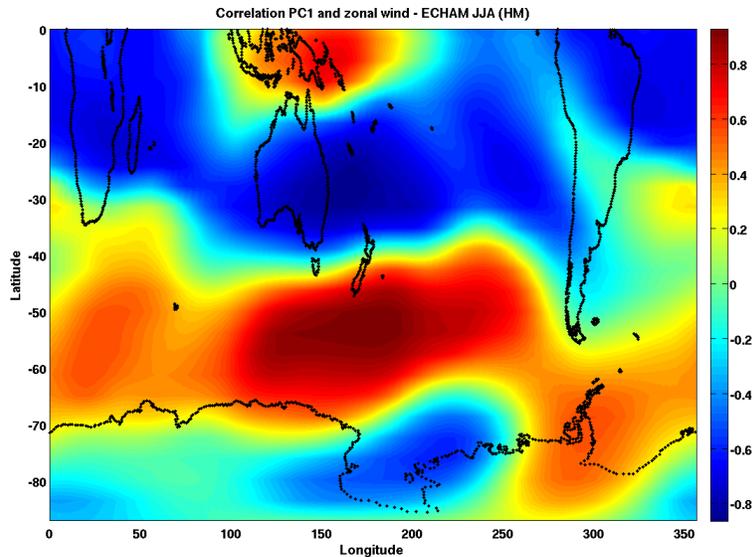
El SAM se asocia con impactos climáticos a nivel regional. En este caso se asocia a los vientos del oeste (*westerlies*), por lo que se han realizado correlaciones entre el PC1 del SAM (tomado como la serie de tiempo) con el viento zonal ‘u’ en superficie (U1000) de todos los modelos (no mostrado). La estructura de la correlaciones muestra algunas diferencias entre el verano e invierno, siendo en la época estival más simétrica en todos los modelos. Un ejemplo de ello se aprecia en la **Figura 6.30**, donde se observa la correlación en verano para el HM del modelo ECHAM. Esta muestra una correlación negativa con una franja que va entre los 30°S y 45°S, mientras al sur de ella y hasta los 70° S se aprecian correlaciones positivas.

Por lo tanto en verano se aprecia que al sur de los 45[°S] en los extremos sur de Patagonia y la Isla del Sur de Nueva Zelanda existe una relación directa entre SAM y el viento zonal y por lo tanto con la precipitación. Por lo tanto en verano, en estas regiones, SAM positivos se asociarían a mayores precipitaciones, lo cual se observa en la **Figura 6.27** para la región Cordillera Darwin en Enero y Febrero y en ambas regiones de Nueva Zelanda en Diciembre y Enero. En invierno se aprecia que gran parte de la Isla del Sur de Nueva Zelanda presenta

una correlación directa con el viento zonal (precipitaciones), por ende SAM en fase positiva se asocia a mayores precipitaciones en invierno (y parte del otoño) en esta región. Esto explicaría, las mayores precipitaciones en invierno (**Figura 6.27**) en las dos regiones de la Isla del Sur de Nueva Zelandia en el PI donde existe predominancia de SAM positivos. Esto indica que las fases positivas de SAM están asociadas a una intensificación de los *westerlies* al sur de los 45[°S] y a un debilitamiento al norte de los 45°S. Esta estructura simétrica se pierde en los meses de invierno (**Figura 6.31**) y otoño, concentrándose las mayores correlaciones entre los 100°y 200° E. El resto de los modelos muestran una estructura similar tanto para la estructura espacial del verano como la de invierno ejemplificada con el caso del modelo ECHAM, sin embargo el límite latitudinal para el cambio de signo en la correlación varía de acuerdo al modelo. No se aprecian cambios importantes en la correlación entre ambos periodos para las diversas estaciones analizadas.



**Figura 6.30. Correlación PC1 con viento zonal. Datos mensuales del modelo ECHAM del HM en verano.**



**Figura 6.31. Correlación PC1 con viento zonal. Datos mensuales del modelo ECHAM del HM en invierno.**

Dado que los modelos muestran la estructura SAM, se calculo el índice de Meneghini et al. (2007) (Ecuación (7)) acoplado de los modelos PMIP2 por cada estación del año y concentrado en las longitudes de la zona del Océano Pacifico sur. No se aprecian tendencias claras en las distintas estaciones (**Figuras 6.32 a 6.35**). Sin embargo se aprecia un mayor número de SAM positivo en el PI respecto al HM en verano, otoño e invierno, mientras en primavera sucede lo contrario (**Tabla 6.2.**). Esto se encuentra parcialmente en concordancia con los cambios de temperatura y precipitaciones.

En la **Figura 6.25** se puede apreciar menores temperaturas durante el HM en los meses de verano, otoño e invierno (en concordancia con el mayor número de eventos SAM negativos) y mayores temperaturas en los meses de primavera en concordancia con el mayor número de eventos SAM positivos. Por lo tanto las condiciones de temperatura se encuentran asociadas a las condiciones de circulación, las cuales muestran mayores temperaturas para las estaciones con mayor cantidad de eventos o índice SAM positivos. Con las precipitaciones la relación no es directa ya que existen mayores diferencias espaciales. Así la Región de Los Lagos muestra un comportamiento esperable a los impactos regionales del índice SAM, con mayores precipitaciones en el HM en los meses de verano, otoño, leves diferencias en invierno y disminución hacia los meses de primavera. De forma general existen discrepancias con el índice SAM en todas las regiones definidas, por ejemplo, para el invierno (**Figura 6.27**) se aprecian menores precipitaciones en el HM aun cuando el índice SAM indica mayor número de eventos positivos para el PI. Para los meses de verano y otoño, se aprecia una mayor cantidad de precipitaciones en el HM (excepto en la zona de Cordillera Darwin), lo cual se encuentran asociados a mayor número de SAM negativos, mientras que para los meses de invierno existe menor precipitación a pesar del

menor número de SAM positivos y en primavera, donde las mayores precipitaciones del HM no se asocia a su mayor número de SAM positivos, que deberían indicar condiciones más secas.

### Índices SAM positivos

	HM >0	PI >0	HM >2	PI >2
<b>DJF</b>	49	51	15	16
<b>MAM</b>	48	52	14	14
<b>JJA</b>	48	54	15	13
<b>SON</b>	50	47	15	21
<b>Total</b>	195	204	59	64

### Índices SAM negativos

	HM <0	PI <0	HM <-2	PI <-2
<b>DJF</b>	50	48	13	15
<b>MAM</b>	52	48	13	16
<b>JJA</b>	52	46	12	14
<b>SON</b>	50	53	18	14
<b>Total</b>	204	195	56	59

Tabla 6.2. Número de casos SAM (positivos o negativos) para las cuatro estaciones calculado con el índice de Meneghini et al. (2007).

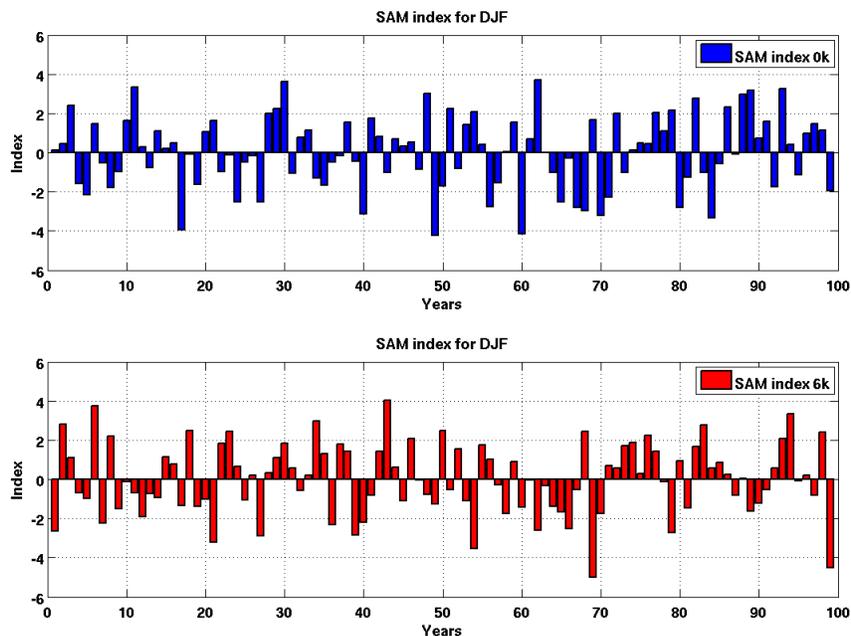
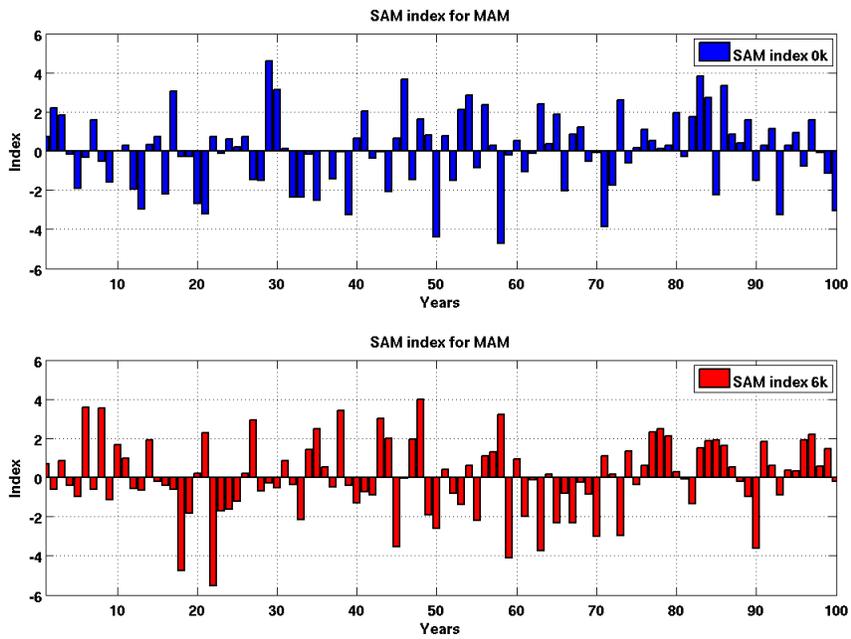
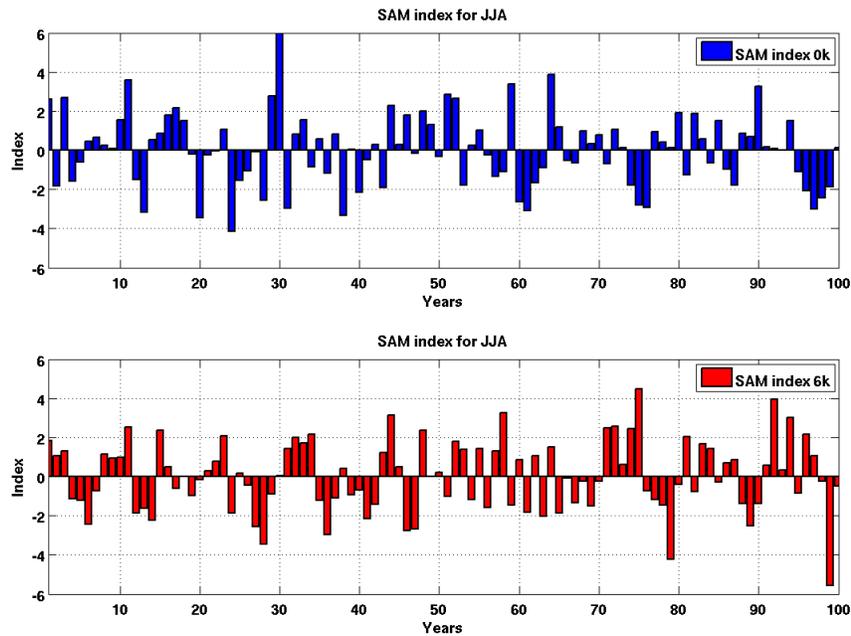


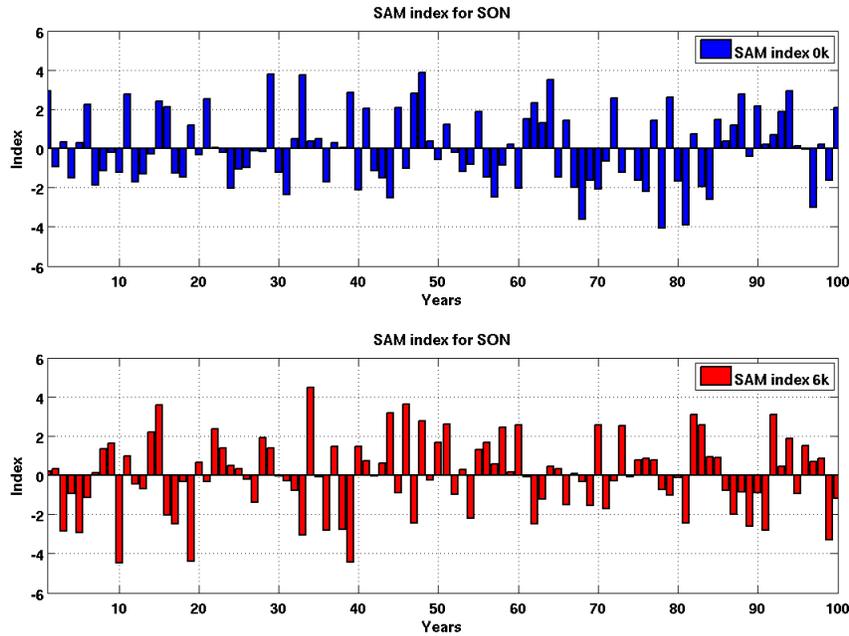
Figura 6.32. Índice SAM (Meneghini et al., 2007) para el verano, azul corresponde al PI y rojo al HM.



**Figura 6.33.** Índice SAM (Meneghini et al., 2007) para el otoño, azul corresponde al PI y rojo al HM.



**Figura 6.34.** Índice SAM (Meneghini et al., 2007) para el invierno, azul corresponde al PI y rojo al HM.



**Figura 6.35.** Índice SAM (Meneghini et al., 2007) para el invierno, azul corresponde al PI y rojo al HM.

#### 6.2.4. Síntesis de la sección

Esta sección muestra las diferencias entre temperatura del aire y precipitación entre el PI y el HM. Además se muestran las diferencias entre ambos periodos a través del índice SAM, el cual se asocia a impactos climáticos en latitudes medias del Hemisferio Sur.

Las diferencias de temperatura entre HM y PI, se muestra consistente y significativamente ( $t$  de student,  $p \leq 0.05$ ) más fría en DJF, MAM y JJA y más cálida en SON en todas las regiones analizadas. Ello debido a que los cambios son significativos en casi todos los modelos PMIP2 y prácticamente todos muestran el mismo signo de cambio, aunque con algunas diferencias que se pueden apreciar en las **Figuras 6.21 a 6.24**.

La precipitación por su lado no muestra cambios significativos y existe mayor variabilidad entre los modelos. A pesar de ello, el promedio multimodelo de PMIP2 muestra que anualmente existían condiciones más húmedas durante el HM en la mayoría de los meses de verano y primavera y condiciones más secas en los meses de invierno y parte de otoño. Espacialmente se aprecia que las condiciones húmedas en verano en el HM son más notorias en las regiones Campo de Hielo Norte y Región de Los Lagos y en menor medida ambas regiones de Nueva Zelanda, las cuales además corresponden a las regiones más secas respecto al PI en los meses de invierno. Las transiciones hacia condiciones más secas ocurre en

los meses de otoño, donde a partir de Abril todos las regiones muestran una tendencia hacia diferencias negativas de precipitación. Las transiciones hacia condiciones más húmedas en verano comienzan en Agosto, excepto en la Región de Los Lagos que además muestra escaso cambio en los meses de invierno.

En cuanto al índice SAM, en el HM, se ha determinado que en DJF, MAM y JJA predominan los índices SAM negativos respecto al PI y en SON existe predominancia de SAM positivos respecto al PI. Esto es concordante con las diferencias de temperaturas ya que SAM negativos se asocian a menores temperaturas en latitudes medias a altas del Hemisferio Sur y viceversa.

En cuanto a la precipitación existen algunas diferencias espaciales derivada de la correlación entre el PC1 de la presión al nivel del mar y la componente zonal del viento. EN DJF al norte de los 45[°S], existe una relación inversa, mientras en JJA esta relación inversa se acrecienta sobre Patagonia y disminuye sobre la Isla del Sur. En este caso la ocurrencia de mayores eventos SAM negativos en los meses de otoño e invierno estaría asociada a menores precipitaciones en el HM debido a la relación directa sobre Nueva Zelanda. En Patagonia norte (Región de Los Lagos y Campo de Hielo Norte) se aprecian mayores precipitaciones en DJF asociado a SAM negativos y la relación inversa sin embargo en JJA no se aprecia la relación inversa SAM negativo y mayores precipitaciones. En SON dado que existe predominancia de SAM positivos en el HM se puede asociar a las mayores precipitaciones, que son más notorias en las regiones Campo de Hielo Sur y Cordillera Darwin, mientras que al norte, sobre todo en la Región de Los Lagos se aprecia una disminución en concordancia con la relación inversa en estas latitudes. El resto de las regiones al estar en la zona de transición muestran mayores diferencias.

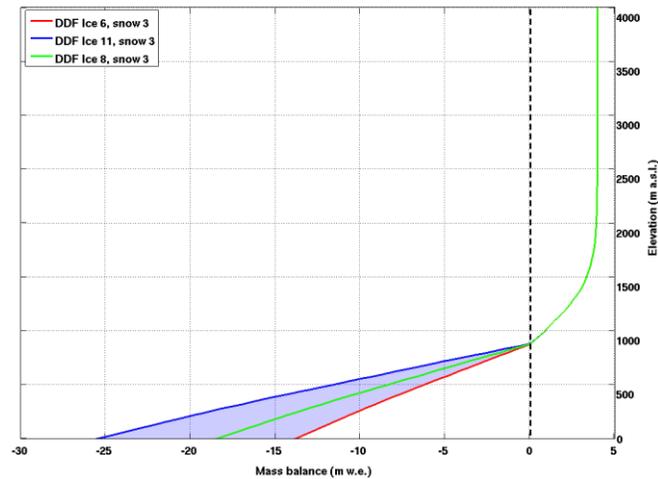
### **6.3. Análisis del modelo de balance de masa glaciario**

#### **6.3.1. Sensibilidad del modelo a los parámetros**

A continuación se presenta un análisis de sensibilidad del modelo de balance de masa glaciario para algunos de los parámetros que se utilizarán en la modelación. A pesar de que el resultado principal de la modelación del balance de masa es la altitud de la línea de equilibrio (ELA) y las diferencias entre ambos periodos, se pretende recrear lo más similar posible las condiciones reales, a fin de poder compararlas con las condiciones actuales.

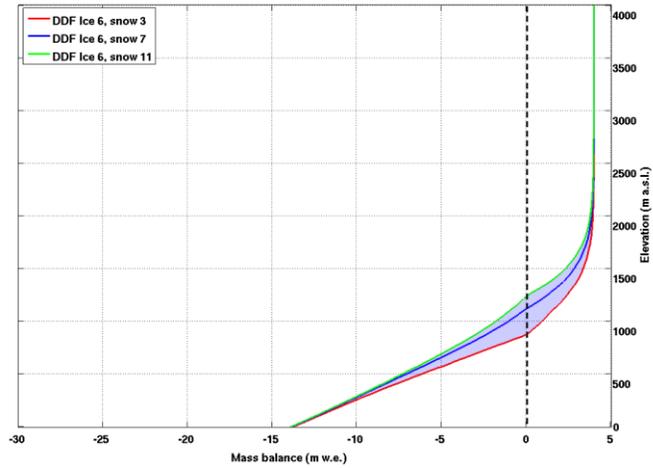
La **Figura 6.36**, muestra las curvas de balance de masa para un punto de grilla del modelo ECHAM obtenida con distintos valores del factor grado día del hielo (DDFice), basados en la literatura. Se aprecia que el DDFice tiene implicancias en

el balance de masa neto, ya que genera diferencias en la zona de ablación, sin embargo en términos de la ELA no genera cambios, debido a que este factor se aplica en las zonas definidas como hielo, siendo la ELA, también un indicador del promedio de la altitud de la línea de nieve. En cuanto al factor grado día de la nieve (DDFsnow) (**Figura 6.37**), se aprecian cambios a lo largo de todo el perfil del balance de masa, en el caso de la ELA este puede llegar a cambios del orden de 30 [m/DDFsnow] entre 7 y 11 DDFsnow y del orden de 60 [m/DDFsnow] entre 3 y 7 DDFsnow.

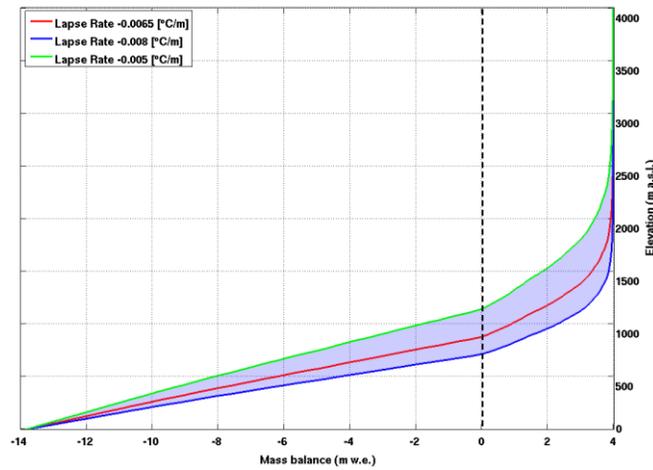


**Figura 6.36. Ejemplo de sensibilidad del modelo al DDFIce.**

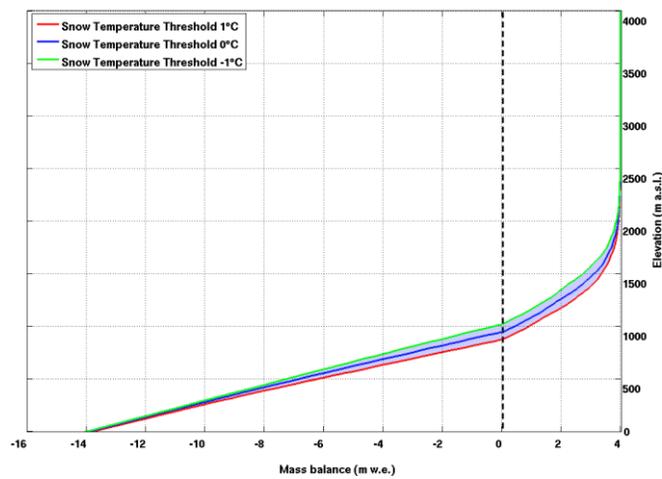
En cuanto a los cambios en el gradiente de temperaturas (**Figura 6.38**), el modelo es especialmente sensible en la ELA con valores que van de 265 [m] entre  $-0.005$  [ $^{\circ}\text{C}/\text{m}$ ] y  $-0.0065$  [ $^{\circ}\text{C}/\text{m}$ ] y de 165 [m] entre  $-0.0065$  [ $^{\circ}\text{C}/\text{m}$ ] y  $-0.008$  [ $^{\circ}\text{C}/\text{m}$ ]. También existen importantes diferencias en el balance de masa neto ya que la diferencia entre las curvas para cada gradiente se extiende desde prácticamente los 0 [m snm] hasta unos 3000 [m snm]. Finalmente la sensibilidad a la temperatura umbral para determinar la precipitación sólida (**Figura 6.39**) es menor en comparación al gradiente de temperatura, llegando a valores de 70[m] por cada  $1[^{\circ}\text{C}]$  de cambio.



**Figura 6.37. Ejemplo de sensibilidad del modelo al DDFsnow.**



**Figura 6.38. Ejemplo de sensibilidad del modelo al gradiente de temperaturas.**

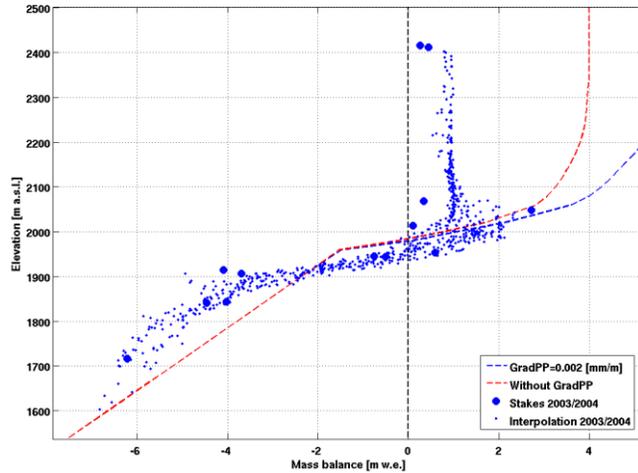


**Figura 6.39. Ejemplo de sensibilidad del modelo al umbral de temperatura.**

### 6.3.2. Aplicación del modelo de balance de masa a condiciones actuales

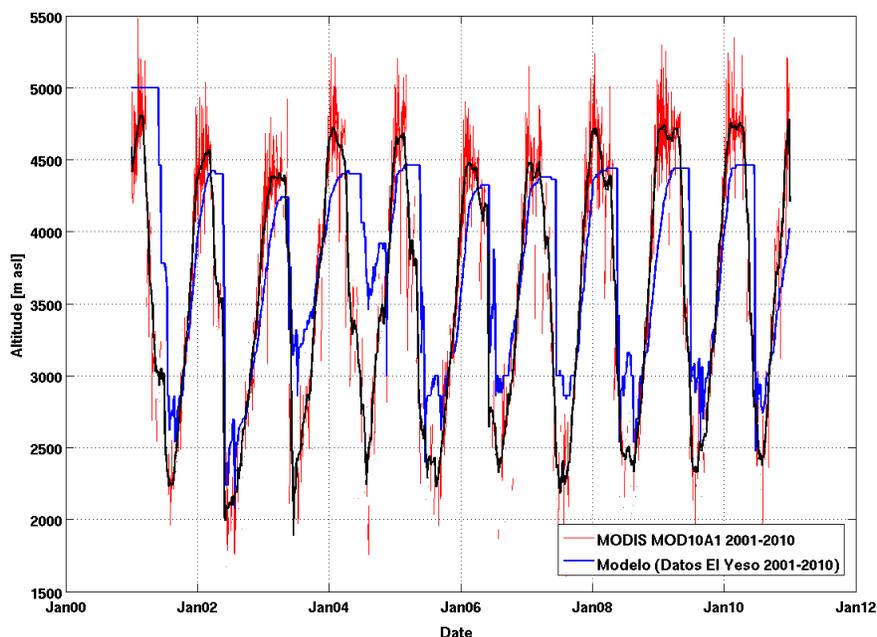
Con el objetivo de ajustar algunos parámetros del modelo de balance de masa glaciar se ha aplicado este modelo con datos grillados y obtenidos de estaciones meteorológicas de zonas donde existen observaciones de balance de masa glaciar y observación con sensores remotos de línea de nieve, el cual es otro de las variables de salida que entrega el modelo. El modelo de balance de masa glaciar ha sido ya aplicado a glaciares de Nueva Zelandia (Anderson et al., 2006), por lo que esta validación se hará con datos en Sudamérica. Lamentablemente no existe programas de balance de masa glaciológico (método clásico que consisten básicamente en mediciones con balizas y pozos estratigráficos) de larga data en la zona de estudio, sin embargo se logra acceder a datos de balance de masa del glaciar Mocho en el Volcán Mocho Choshuenco, aproximadamente en los 40°S (Rivera et al, 2005). Estos datos corresponden a mediciones *in situ* en la superficie del glaciar al menos una vez al mes durante el año hidrológico 2003/2004. La **Figura 6.40** muestra las mediciones de las balizas instaladas junto a la interpolación realizada en base a un modelo digital de elevación (SRTM, 90 m, ver sección materiales), además se encuentra la curva de balance de masa glaciar obtenida con datos del modelo regional PRECIS–DGF a nivel diario y bajo el escenario A1B y correspondientes al pixel de localización de dicho glaciar. Estos datos fueron utilizados en el modelo usando los valores de DDFice de 6 y DDFsnow de 3. En este experimento se parametrizó el gradiente de precipitación y en un segundo experimento, no. Se aprecia que en términos de la ELA, no existe gran diferencia y la curva de balance de masa se encuentra en la zona donde las observaciones coinciden con balances de masa locales cercanos a 0 [m ea]. Sin embargo el modelo no logra representar de manera adecuada la zona de acumulación. Ello debido a que las mediciones aquí realizadas se encuentran en el cono del Volcán Mocho, expuesto a fuertes vientos que arrastran la nieve depositada, por lo tanto el modelo sobrestima en zonas expuestas a vientos debido a que no considera esta variable. También es posible apreciar cierta subestimación en la zona de acumulación.

Es importante recalcar que valores altos de gradientes de precipitación cambian excesivamente la forma curva, aunque la ELA se encuentra en torno a la zona que se aprecia en la **Figura 6.40** para el glaciar Mocho. Se estima que un gradiente de 1[mm/m] baja la ELA no más de 90 [m]. Esto es un indicador de como la ELA, dentro de ciertos rangos, es un buen parámetro climático de los glaciares. Por esta razón se ha preferido no aumentar excesivamente la precipitación con la altitud, ya que la ELA no cambia importantemente en este modelo. Sin embargo si se desea conocer el balance de masa neto de un glaciar en específico, este gradiente de precipitación debe ser determinado de mejor manera para lograr una mejor representación.



**Figura 6.40. Balance de masa glaciológico observado e interpolado comparado con curvas obtenidas de modelo de balance de masa forzada con datos PRECIS-DGF.**

Como ejercicio adicional se ha aplicado el modelo con datos de la Estación El Yeso en Chile Central. Si bien esta zona no corresponde al área de estudio, se aplicó este modelo considerando que existe una serie de tiempo de la línea de nieve obtenida con datos del producto MODIS/Terra Snow Cover Daily L3 Global 500[m] Grid (MOD10A1) con una resolución de 500 x 500 [m<sup>2</sup>] elaborado y distribuido por el National Snow and Ice Data Center (NSIDC) de los EEUU (Bravo & Garreaud, 2011) y que permiten la comparación de la altitud de línea de nieve de la salida del modelo. En la **Figura 6.41** se aprecia esta comparación, de forma general se aprecia la existencia del ciclo anual y la variabilidad interanual, sin embargo, el modelo tiende a subestimar los máximos alcanzados de la línea de nieve en los meses de verano y a sobrestimar las altitudes mínimas alcanzadas en los meses de invierno y también existe cierto desfase en la disminución de la altitud de la línea de nieve a fines de los meses de verano. A pesar de ello debe considerarse que se están comparando datos de una cuenca completa (Maipo) respecto a las mediciones locales en El Yeso, por lo que se considera que existe una buena representación del modelo, asumiendo los datos MODIS como la realidad.



**Figura 6.41.** Línea de nieve obtenida con modelo de balance de masa glaciar forzado con datos de estación meteorológica El Yeso en Chile central comparada con estimación de línea de nieve obtenida de MODIS.

### 6.3.3. Síntesis de la sección

Esta sección muestra la sensibilidad del modelo de balance de masa a algunos de los parámetros incluidos en el modelo. El modelo es sensible al DDFsnow en la zona de ablación, pero no en términos de la ELA, por lo que es un parámetro importante si el objetivo es modelar el balance de masa neto de un determinado glaciar. El modelo es especialmente sensible al gradiente de temperaturas frente a lo cual se ha decidido utilizar un valor teórico (0.65 [°C]/100 [m]). Así también lo es la DDFice frente a lo cual se ha decidió utilizar también un valor de 6. Respecto a la temperatura umbral para definir la precipitación solida (y por ende la acumulación) se aprecia menor sensibilidad. Dado que el objetivo principal de este trabajo es determinar las diferencias entre dos periodos (HM y PI) con modelos de la misma naturaleza, los parámetros son aplicados de igual forma en ambos periodos. No obstante lo anterior los valores de las parametrizaciones se encuentran dentro de rangos observados y teóricos.

Dos ejemplos de la aplicación de este modelo se realizaron y compararon con los escasos datos encontrados. El primero corresponde a un balance de masa glaciológico en el volcán Mocho en la Región de Los Lagos. Se aprecia que el valor de ELA obtenido del modelo con datos PRECIS-DGF se muestra aproximadamente en el mismo rango altitudinal donde las balizas instaladas muestran valores cercanos a los 0 [m.w.e], definida como la altitud de la ELA.

Esto se logró ajustando algunos parámetros del modelo y asumiendo un factor de corrección de las precipitaciones. También se trabajó con distintos gradientes de precipitación, mostrando que la ELA no muestra cambios importantes en el modelo pero sí en el balance de masa neto, debido a las diferencias en las curvas.

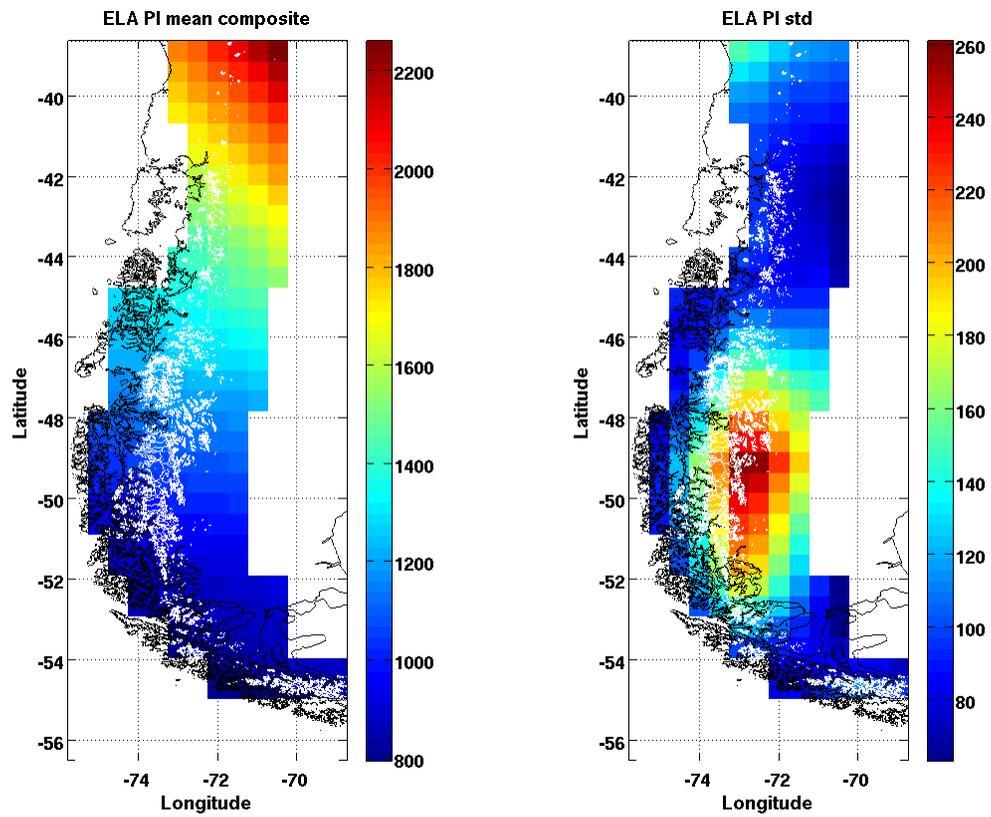
En segundo lugar se muestra la salida de la línea de nieve del modelo pero forzado con datos de una estación meteorológica en Chile central y comparada con datos MODIS. Se aprecia buena concordancia entre ambas series de tiempo, aunque los máximos y mínimos de algunos años presentan algunas diferencias. El principal desfase se da en el momento en que la línea de nieve comienza a descender. Este ejercicio solo es realizado para estimar como el modelo de balance de masa capta los datos meteorológicos de entrada y que se manifiesta en diferencias en sus datos de salida.

#### 6.4. Diferencias de ELA entre el HM y PI

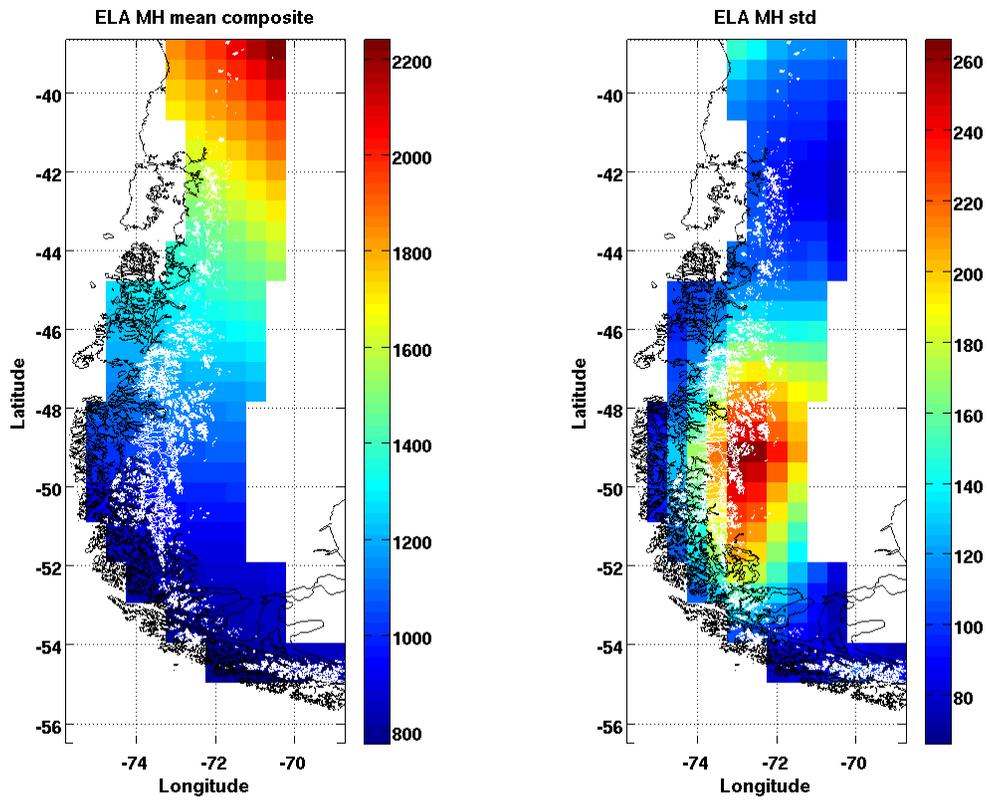
La distribución espacial promedio de los 6 modelos PMIP2 de la ELA tanto para el PI como el HM, muestra que esta se presenta a mayor altitud en latitudes menores y desciende paulatinamente hacia latitudes mayores tanto en Patagonia (**Figura 6.42 y 6.43**) como en la Isla del Sur (**Figura 6.45 y 6.46**) en rangos de valores que van desde los 2200 [m snm] en el extremo norte hasta los 800 [m snm] en el extremo sur y entre los 1800 [m snm] y 1350 [m snm] respectivamente. También es posible apreciar mayores altitudes en la vertiente oriental de ambas cordilleras, indicando de forma general el gradiente de temperatura y precipitaciones visto en secciones anteriores. La variabilidad de la ELA entre los distintos modelos PMIP2 se puede apreciar en los valores de desviación estándar, está en Patagonia tiende a estar entre los 80 a 100 [m], sin embargo inmediatamente al Este de la zona de los Campos de Hielo Patagónicos (entre  $46.5^{\circ}$  y  $52^{\circ}$ ) se aprecia una mayor dispersión en los valores de ELA obtenida de los modelos. Esta misma situación se aprecia en la Isla del Sur para ambos periodos donde al Este de la zona más alta de los Alpes del Sur (aproximadamente en torno a los  $43.5^{\circ}$ S) se aprecia la mayor desviación estándar.

En cuanto a las diferencias, tanto en Patagonia (**Figura 6.44**) como en la Isla Sur de Nueva Zelanda (**Figura 6.47**), la ELA se encuentra más baja durante el HM respecto al PI. Especialmente se aprecia que existe una mayor diferencia en la zona occidental de ambas cordilleras (Andes y Alpes del Sur) y también un mayor número de píxeles con mayores diferencias en la parte Norte respecto al Sur en ambas zonas de estudio. Las diferencias no parecen ser importantes ya que se encuentra dentro del valor de variabilidad interanual de la ELA tanto en HM y PI, como se aprecia más adelante en las **Figura 7.11 y 7.15**, donde además se puede apreciar que las altitudes y la variabilidad interanual de ELA para el HM y PI, son menores respecto a las determinadas para el siglo XX por Koppes et al. (2011) en el

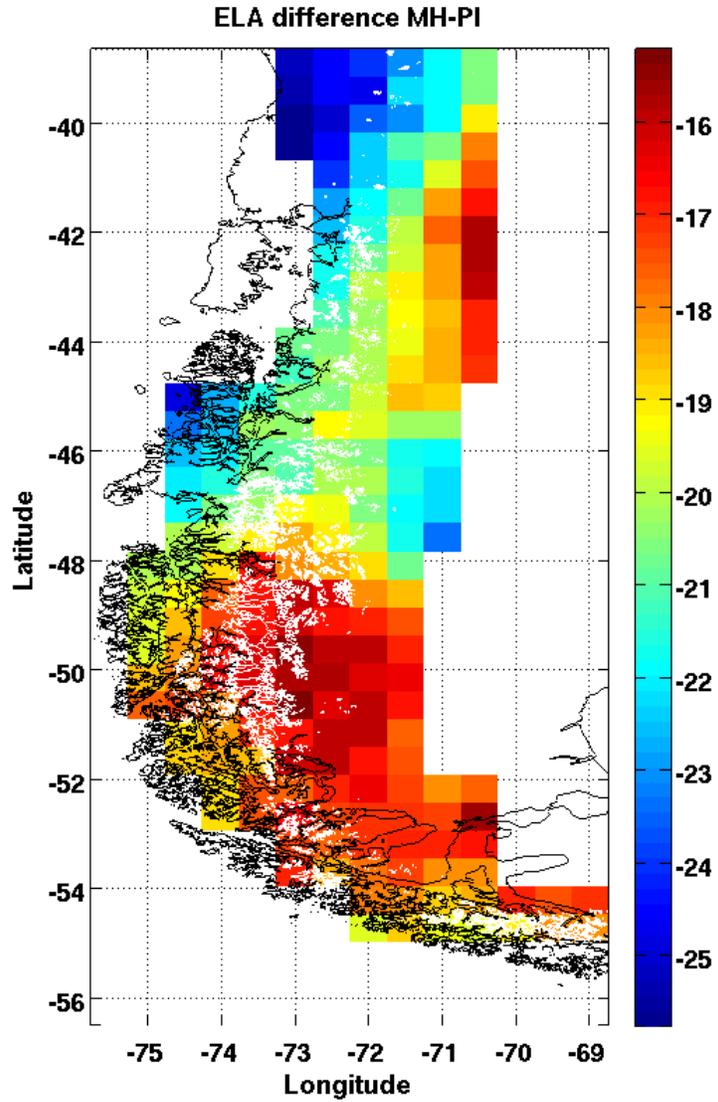
glaciar San Rafael. Sin embargo algunos glaciares, bajo ciertas características pueden generar algún grado de respuesta a cambios de esta magnitud de ELA como se verá más adelante.



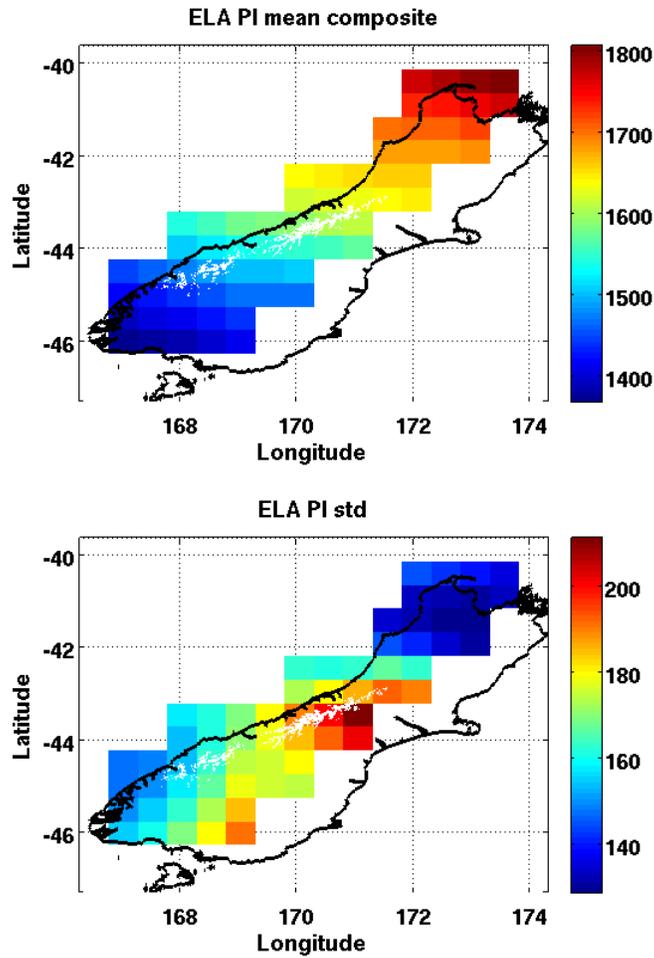
**Figura 6.42. ELA del PI promedio (izquierda) y desviación estándar (derecha) acoplado de modelos PMIP2. Contornos blancos corresponde a glaciares del inventario Randolph 2.0. Barra en [m snm].**



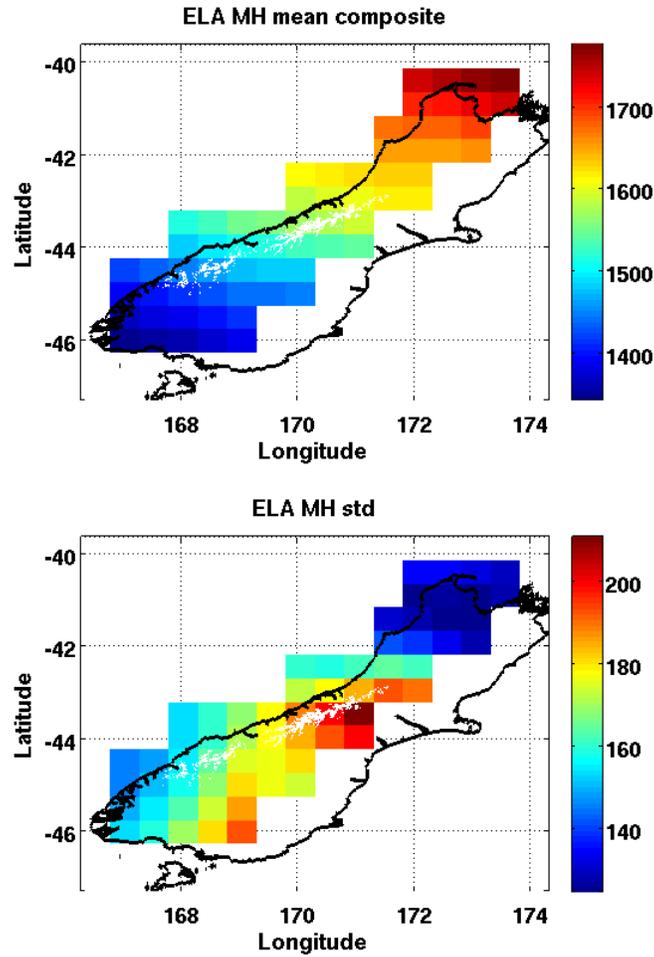
**Figura 6.43. ELA del HM, promedio (izquierda) y desviación estándar (derecha) acoplado de modelos PMIP2. Contornos blancos corresponde a glaciares del inventario Randolph 2.0. Barra en [m snm].**



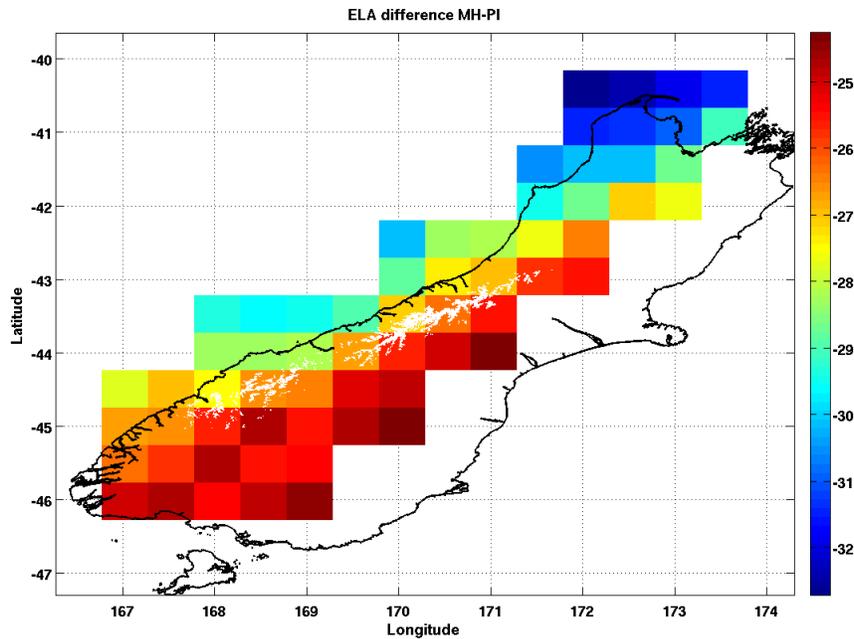
**Figura 6.44.** Diferencia de ELA HM-PI en Patagonia. Contornos blancos corresponde a glaciares del inventario Randolph 2.0. Barra de colores en [m].



*Figura 6.45. ELA del PI en Nueva Zelanda, Isla del Sur, promedio (arriba) y desviación estándar (abajo) acoplado de modelos PMIP2. Contornos blancos corresponde a glaciares del inventario Randolph 2.0. Barra de colores en [m snm].*



*Figura 6.46. ELA del HM en Nueva Zelanda, Isla del Sur, promedio (arriba) y desviación estándar (abajo) acoplado de modelos PMIP2. Contornos blancos corresponde a glaciares del inventario Randolph 2.0. Barra de colores en [m snm].*



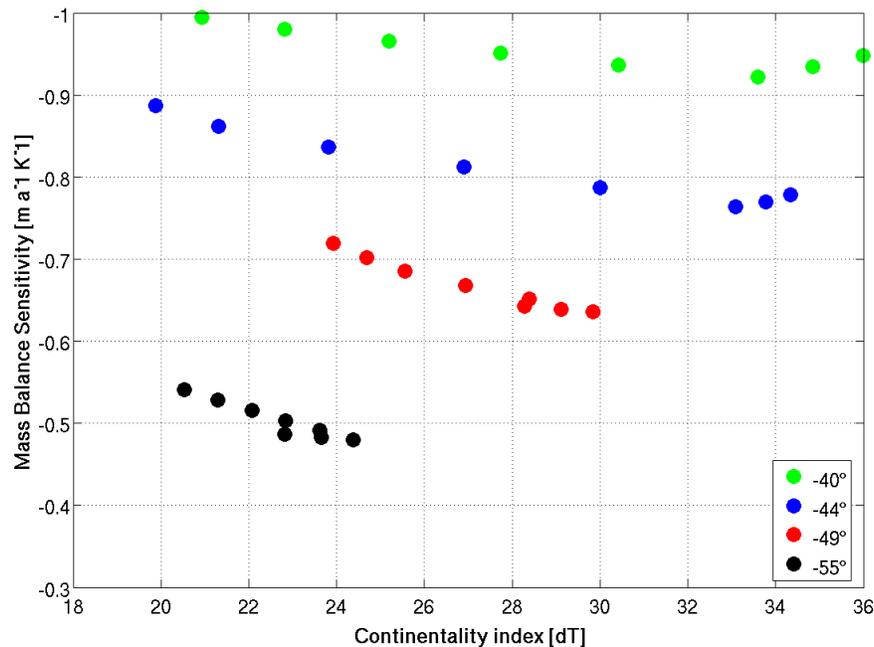
**Figura 6.47.** Diferencia de ELA HM-PI en Isla del Sur en Nueva Zelanda. Contornos blancos corresponde a glaciares del inventario Randolph 2.0. Barra de colores en [m].

## 6.5. Sensibilidad de los glaciares en Patagonia

### 6.5.1. Sensibilidad a forzantes climáticas

Como se describió en la sección 5.2.4, en Los Alpes del Sur existen trabajos que estudian la sensibilidad de la respuesta glaciar a los cambios climáticos en distintas escalas temporales. En esta sección se explorará la sensibilidad de los glaciares en Patagonia a través del uso de datos climáticos del modelo ECHAM. La idea principal es determinar las diferencias espaciales de la respuesta glaciar esperada bajo ciertos forzamientos de las variables climáticas de temperatura y precipitación. Ello permitirá en secciones posteriores tener una mejor idea de la respuesta que se encontró en la ELA entre el HM y el PI. Para realizar este análisis se utilizarán las ecuaciones explicadas en la Sección 5.2.4. una vez que el modelo de balance de masa haya sido forzado en distintos puntos de grilla con los datos del modelo ECHAM.

Para este propósito se eligieron puntos a distintas latitudes y longitudes, con el fin de definir condiciones de clima marítimo y continental. Para ello se aplicó un índice simple de continentalidad el cual es la diferencia entre la temperatura máxima y mínima del registro diario de las temperaturas del modelo ECHAM. La **Figura 6.48** muestra la respuesta del balance de masa a un forzamiento de 1K, manteniendo la misma precipitación. Se aprecia que las latitudes menores son más sensibles al cambio de temperatura y que existe una mayor sensibilidad en el lado oeste de la Cordillera de Los Andes (condiciones marítimas). Estas diferencias se van acrecentando hacia el sur aumentando la diferencia entre ambas vertientes.



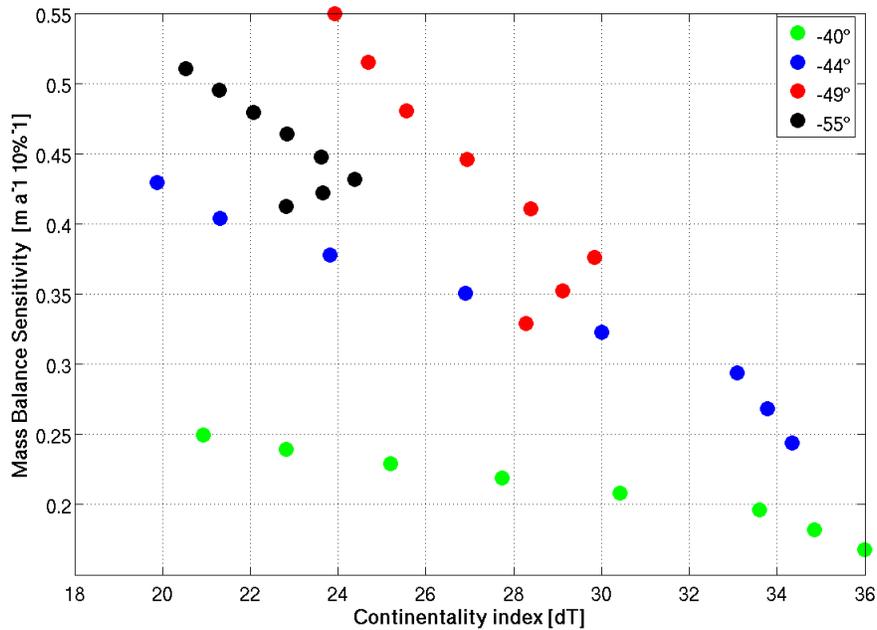
**Figura 6.48. Sensibilidad del balance de masa a forzamiento de 1 [K] bajo distintas condiciones climáticas en Patagonia definidas bajo un índice de continentalidad ( $\Delta T$ ) en distintas latitudes.**

Las diferencias latitudinales responderían a que, con un aumento (o disminución) de 1[K] en glaciares que se encuentran sobre la isoterma 0[°C], tendrán un mayor impacto ya que afecta directamente los montos de ablación, sobre todo en primavera y verano, mientras que más al sur los glaciares se encuentran mayor tiempo expuestos a valores bajo la  $I_0$ , por lo tanto en inviernos y veranos los aumentos de temperatura cuando se encuentra bajo 0[°C] no afectan los montos de acumulación y ablación.

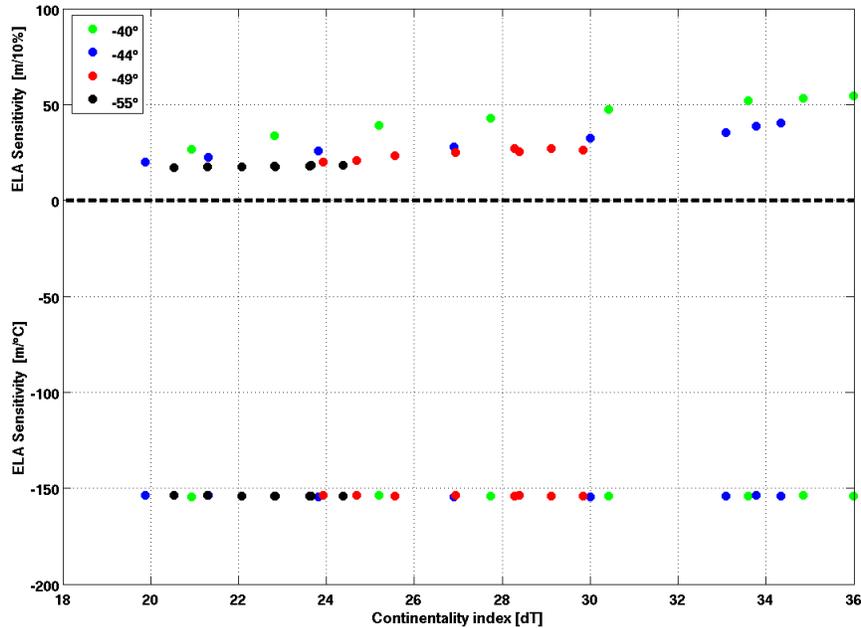
En cuanto a la sensibilidad a la precipitación (10%) (**Figura 6.49**), esta es menor respecto a la temperatura (1[K]), sin embargo se aprecia una mayor sensibilidad nuevamente en el lado occidental, ello debido a que la reducción (o incremento) de la acumulación es mayor y el *feedback* entre nieve y albedo incrementa la señal inicial (Benn & Evans, 2010), esta mismo mecanismo explicaría la mayor sensibilidad hacia el sur ya que los montos de precipitación van aumentando con la latitud determinando en definitiva un mayor volumen de intercambio de masa (más precipitación y mayores temperaturas). Es importante destacar que los glaciares en los 55[°S] tienen sensibilidades similares a los forzamientos de temperatura y precipitación prescritos.

En términos de cambios de ELA, esta al igual que para los valores balance de masa, se traduce en un menor cambio frente a un aumento del 10% de las precipitaciones y un mayor cambio para la disminución de un 1[K]. Además es posible determinar

que el cambio en la precipitación es mayor en las zonas más secas (vertiente oriental de la los Andes), mientras que para la temperatura prácticamente no existe un gradiente en el cambio de ELA entre condiciones marítimas a continentales. La **Figura 6.50** muestra las sensibilidades comparadas donde se puede apreciar la tendencia a mayor sensibilidad frente al cambio de las precipitaciones en el sector oriental. Debido a ello la cantidad de precipitaciones necesarias para compensar el cambio en 1[K] disminuye hacia el sector oriental. El porcentaje de cambio en las precipitaciones para compensar el cambio en 1[°C] varía desde 65% desde el sector nororiental hasta casi un 90% a lo largo de los 55[°S], demostrando de forma general la mayor sensibilidad de la ELA a los cambios en la temperatura en Patagonia.



**Figura 6.49. Sensibilidad del balance de masa a forzamiento de 10% de cambio en precipitaciones bajo distintas condiciones climáticas en Patagonia definidas bajo un índice de continentalidad ( $\Delta T$ ) en distintas latitudes.**



**Figura 6.50.** Sensibilidad de la ELA a forzamiento de 10% de cambio en precipitaciones (arriba) y 1[K] de cambio en temperatura, bajo distintas condiciones climáticas en Patagonia definidas bajo un índice de continentalidad ( $\Delta T$ ) en distintas latitudes.

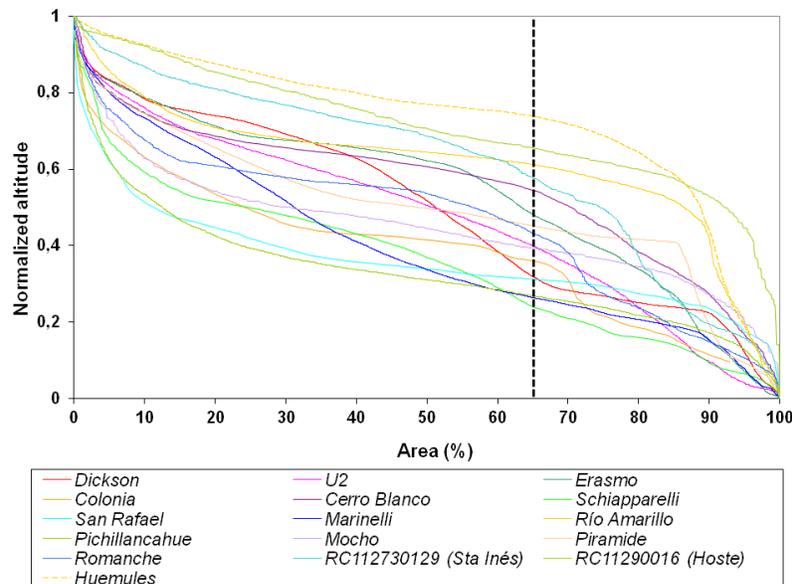
### 6.5.2. Sensibilidad glaciar e hipsometría

Otro elemento a considerar en la sensibilidad de un glaciar a cambios de ELA es su geometría. Un análisis básico consiste en determinar las curvas hipsométricas de los glaciares y definir su forma (Rivera et al., 2011). Con datos del modelo digital de elevación SRTM (90 [m] de resolución) y polígonos del Inventario Nacional de Glaciares ([www.dga.cl](http://www.dga.cl)) de Chile, para diversos cuerpos de hielo en el área de estudio correspondiente a la Patagonia, se obtuvieron curvas hipsométricas que se aprecian en la **Figura 6.51**. Estas curvas se encuentran normalizadas y corresponden a diversos glaciares desde pequeños glaciares de circo, glaciares en conos volcánicos, glaciares de montaña, glaciares de valle y glaciares de los Campos de Hielo Patagónicos Norte y Sur y Cordillera Darwin.

Para realizar el análisis se asumió un AAR de 0.65 para todos los glaciares con lo cual se determina un valor de la ELA. Este valor corresponde al valor típico de AAR en glaciares en equilibrio en latitudes medias (Osipov, 2004). Dado que los cambios de ELA entre HM y PI fluctúan entre 15 y ~30 [m], se han determinado los cambios areales a una forzante de cambio de ELA de 10, 20 y 30 [m]. Para determinar este cambio se asumió que la nueva ELA corresponde nuevamente a un AAR de 0.65 del área total, es decir se asume el equilibrio. Con este nuevo AAR se procedió a calcular el área total y ver la diferencia. Los resultados se aprecian en la **Tabla 6.3.**, junto al área actual, el nombre del glaciar y las diferencias en [km<sup>2</sup>] y [%]. Se aprecia que un forzante de 10 [m] puede generar cambios areales en

grandes glaciares como el Pio XI y San Rafael que pueden llegar casi a los 20 [km<sup>2</sup>]. Sin embargo esto corresponde a una pequeña fracción areal del total de estos grandes glaciares. Una característica que define la sensibilidad de una curva hipsométrica está relacionada con su pendiente. Por ejemplo los glaciares San Rafael y San Quintín tienen aéreas similares, sin embargo, las respuestas a las distintas forzantes son diferentes. Ello básicamente responde a las diferencias de pendiente de la curva hipsométrica, donde aquel glaciar con menor pendiente es más sensible (en este caso, Hoste GL1). Para graficar esto se realizó la **Figura 6.52**, donde es posible apreciar la relación a mayor pendiente menor sensibilidad.

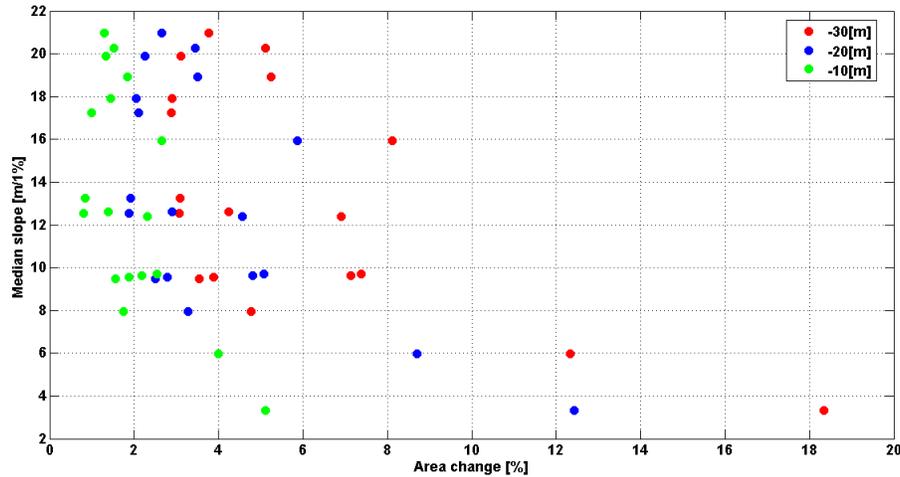
Este análisis corresponde a un ejercicio simplificado, ya que los valores actuales de AAR observados son diversos (por ejemplo ver De Angelis (2014) para Campo de Hielo Sur) y además de que la ELA se puede encontrar en zonas con mayor o menor pendiente de la curva hipsométrica. Si la ELA se encuentra en la zona plana, en este momento el glaciar es más sensible respecto a si la ELA, del mismo glaciar, se encuentra en una zona de cambio más rápido de la altitud respecto al área (Melkonian et al., 2013). Por ejemplo en Campo de Hielo Sur, frente a una misma altitud de ELA, se ha definido que el glaciar Jorge Montt y Témpanos son más sensibles a cambios de ELA que el glaciar Bernardo (Rivera et al., 2012), y que en los dos primeros glaciares la ELA ya se encuentra sobre el *plateau* de Campo de Hielo Sur donde existe una menor pendiente (**Figura 6.53**). Finalmente deben considerarse que los cambios deben ser a una escala temporal climatológica ya que la variabilidad interanual de ELA observado no genera este tipo de respuesta anualmente, por lo tanto deben considerar como un cambio en la ELA climatológica, correspondiente a grandes periodos de tiempo, dependiendo además del tiempo de respuesta de los glaciares que se encuentra en función de su espesor (Ecuación (3)) y por lo tanto de su área. A pesar de lo anterior se ha demostrado o discutido en la literatura científica reciente que los glaciares pueden generar fluctuaciones areales del orden de km en respuesta a la variabilidad interanual de un clima “constante” sin tendencia (Anderson et al., 2014; Roe, 2011).



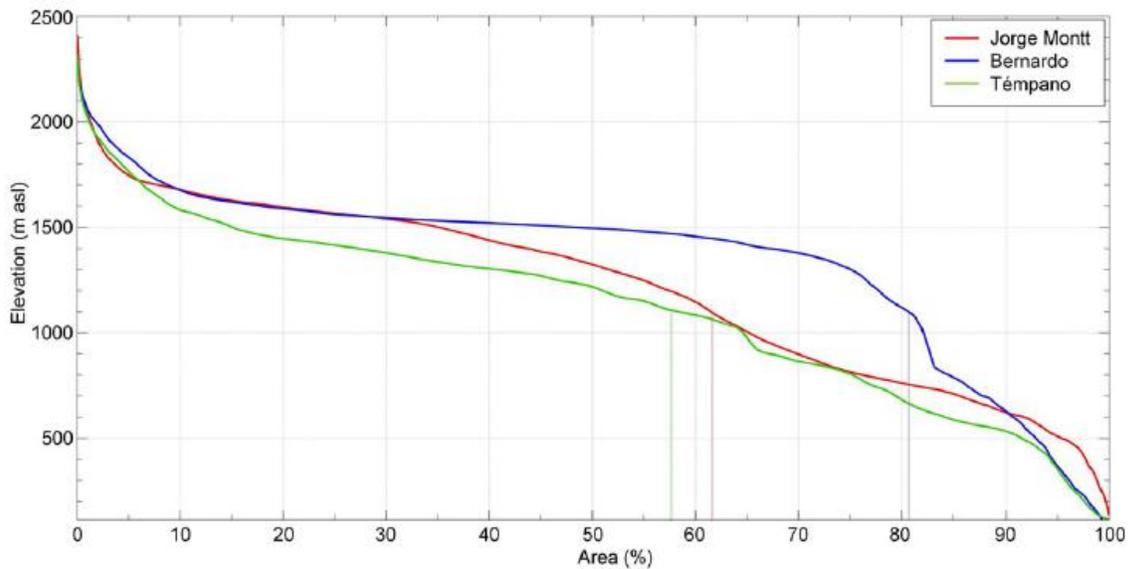
**Figura 6.51. Curvas hipsométricas de distintos glaciares en Patagonia. La altitud está normalizado para facilitar comparación. Línea segmentada corresponde a localización de ELA asumiendo un AAR de 0.65.**

<b>Glaciar</b>	<b>Area total actual km2</b>	<b>Cambio Área [-10m] en km2</b>	<b>Cambio Área [-20m] en km2</b>	<b>Cambio Área [-30m] en km2</b>	<b>Cambio Área [-10m] en %</b>	<b>Cambio Área [-20m] en %</b>	<b>Cambio Área [-30m] en %</b>	<b>Pendiente Media [°]</b>
COLONIA	279,18	3,73	6,31	8,68	1,34	2,26	3,11	19,89
ERASMO	43,54	0,35	0,82	1,34	0,80	1,88	3,07	12,53
MARINELLI	133,01	2,46	4,66	6,97	1,85	3,50	5,24	18,93
PIO XI	1294,68	19,84	44,70	66,14	1,53	3,45	5,11	20,25
PIRAMIDE (GAEA)	59,74	1,38	2,73	4,12	2,32	4,57	6,90	12,41
HOSTE (GL1)	3,16	0,16	0,39	0,58	5,12	12,42	18,34	3,34
PICHILLANCAHUE	16,51	0,66	1,44	2,03	3,99	8,70	12,33	5,97
RIO AMARILLO (MICH)	15,41	0,39	0,78	1,14	2,55	5,08	7,38	9,71
SAN RAFAEL	722,56	19,22	42,42	58,67	2,66	5,87	8,12	15,94
SAN QUINTIN	789,64	7,84	16,70	22,79	0,99	2,11	2,89	17,25
ROMANCHE	16,12	0,28	0,53	0,77	1,74	3,28	4,78	7,97
SANTA INES (GL1)	5,83	0,09	0,15	0,21	1,56	2,50	3,54	9,49
U2 (CHN)	9,77	0,08	0,19	0,30	0,84	1,91	3,09	13,24
SCHIAPPARELLI	24,74	0,34	0,72	1,05	1,39	2,91	4,25	12,62
HUEMULES	69,82	1,52	3,36	4,98	2,18	4,81	7,14	9,63
CERRO BLANCO	13,90	0,26	0,39	0,54	1,88	2,79	3,89	9,55
CALLUQUEO (SAN LORENZO)	46,17	0,60	1,22	1,74	1,30	2,65	3,78	20,98
DICKSON	61,90	0,90	1,27	1,80	1,45	2,05	2,91	17,92

**Tabla 6.3. Cambios de área en [km<sup>2</sup>] y % asumiendo equilibrio glaciar (AAR=0.65) y cambios de ELA de 10, 20 y 30 [m] para distintos glaciares en Patagonia.**



**Figura 6.52.** Pendiente media de la curva hipsométrica comparado con el porcentaje de cambio areal bajo tres supuestos de cambio de ELA.



**Figura 6.53.** Curvas hipsométricas de tres glaciares de Campo de Hielo Sur y su ELA estimada para el año 2011. Fuente: Rivera et al. (2012).

### 6.5.3. Síntesis de la sección

Esta sección muestra un análisis de sensibilidad en relación a forzamientos climáticos estándar y en relación a la topografía glaciaria a través de la hipsometría de diversos glaciares.

En el primer caso se obtiene una mayor sensibilidad del balance de masa a la temperatura, la cual es mayor en la región norte de Patagonia respecto al sur y levemente superior también en los sectores occidentales de Los Andes. Respecto a

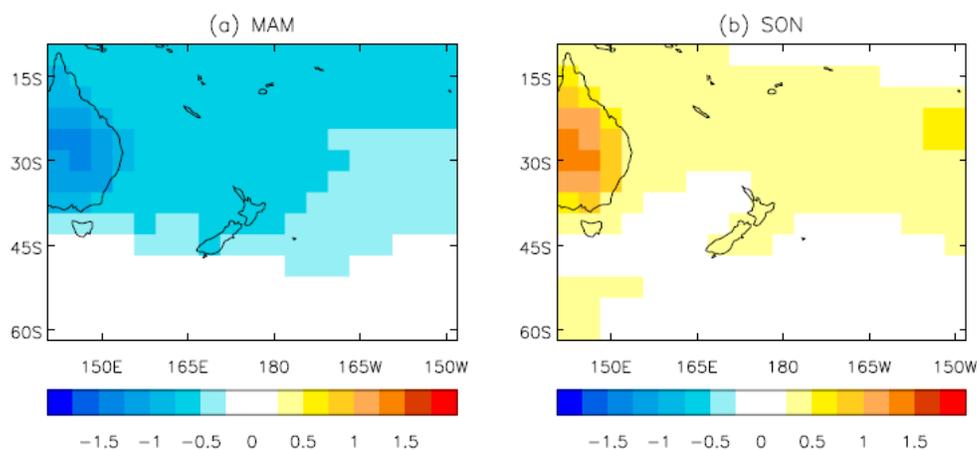
la precipitación, la respuesta glaciaria es menor respecto a la temperatura en latitudes más bajas donde entre los 40 y 44 [°S], la precipitación debe aumentar de un 40 a 50% para igualar la respuesta a 1 [K]. Hacia el sur la magnitud del cambio de precipitaciones comienza a ser similar, lo cual es más notorio en los 55[°S] en el sector occidental donde las magnitudes son similares. Esto se encontraría en relación a que hacia el sur los glaciares se encuentran expuestos a temperaturas bajo la isoterma 0[°C] durante gran parte del año, por lo que el aumento de 1[°C] no tendría tanto impacto siempre que las temperaturas se mantengan bajo 0[°C] sin embargo una vez superado este umbral el impacto sería mayor debido a la mayor energía disponible para el derretimiento y a que parte de la precipitación sólida, en el periodo de acumulación caería ahora como lluvia. El cambio inverso sucedería para una disminución de 1[°C]. En cuanto a la respuesta de la ELA, esta es mayor al cambio de temperatura pero no se aprecia un gradiente longitudinal, por el contrario la sensibilidad de la ELA a las precipitaciones es mayor hacia el sector oriental, determinando un menor porcentaje de cambio de precipitaciones para compensar el cambio de 1[K]. Finalmente la sensibilidad a la topografía muestra que para aquellos glaciares con menores pendientes en su curva hipsométrica, mayor porcentaje de su superficie puede cambiar y que esta puede ser importante incluso para cambios de ELA climatológica de 10 [m] y más. Los cambios sin embargo dependen de la ubicación de la ELA en la curva hipsométrica, ya que esta última no es pareja en la extensión del glaciar.

## 7. Discusión

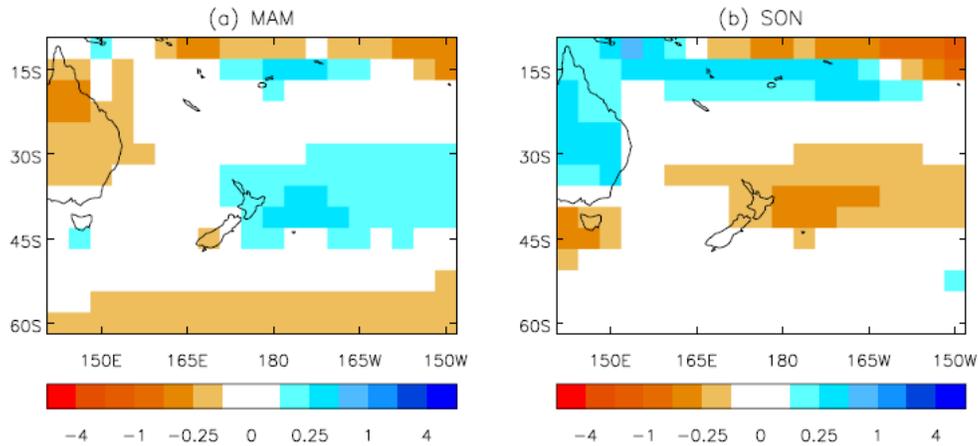
En esta sección se realiza una discusión de los distintos resultados obtenidos en la sección anterior. Estos se comparan con resultados de otras investigaciones, aun cuando las técnicas, metodología y enfoques de ellas difieren de la presentada en este trabajo.

### 7.1. Condiciones climáticas

Las diferencias en la temperatura calculados en este trabajo con los modelos PMIP2, se encuentra en concordancia con lo determinado por Ackerley & Renwick (2010) para Nueva Zelanda, el cual analizando datos PMIP2 determino un enfriamiento del HM respecto al PI en MAM y un calentamiento SON (**Figura 7.1**). En cuanto a las precipitaciones se estiman condiciones más secas en el HM respecto al PI para la Isla del Sur en MAM (**Figura 7.2**) pero existe gran variabilidad entre los modelos al igual como se ha determinado en este trabajo (**Figura 6.26**). En SON, de acuerdo a estos autores, no existen cambios significativos para la Isla del Sur de Nueva Zelanda. Esto es apreciable en este trabajo en la **Figura 6.27**, donde Marzo se presenta más húmedo en el HM, escasa diferencia en el mes de Abril y Mayo como el mes más seco respecto al PI en ambas regiones de la Isla del Sur. Mientras en SON se aprecia escasa diferencia. Las diferencias en la magnitud de los cambios respecto a Ackerley & Renwick (2010) podrían deberse a que los modelos PMIP2 utilizados no son los mismos en este trabajo y se ha visto que la precipitación presenta gran variabilidad entre modelos, no así la temperatura que se muestra más consistente.



**Figura 7.1. Diferencia promedio de la temperatura de los modelos PMIP2 entre el HM y el PI. Escala de colores en [°C]. Achurado corresponde a los cambios significativos ( $p \leq 0.05$ ). Izquierda MAM y derecha SON. Fuente: Ackerley & Renwick (2010).**



**Figura 7.2. Diferencia promedio de las precipitaciones de los modelos PMIP2 entre el HM y el PI. Escala de colores en [mm/d]. Achurado corresponde a los cambios significativos ( $p \leq 0.05$ ). Izquierda MAM y derecha SON. Fuente: Ackerley & Renwick (2010).**

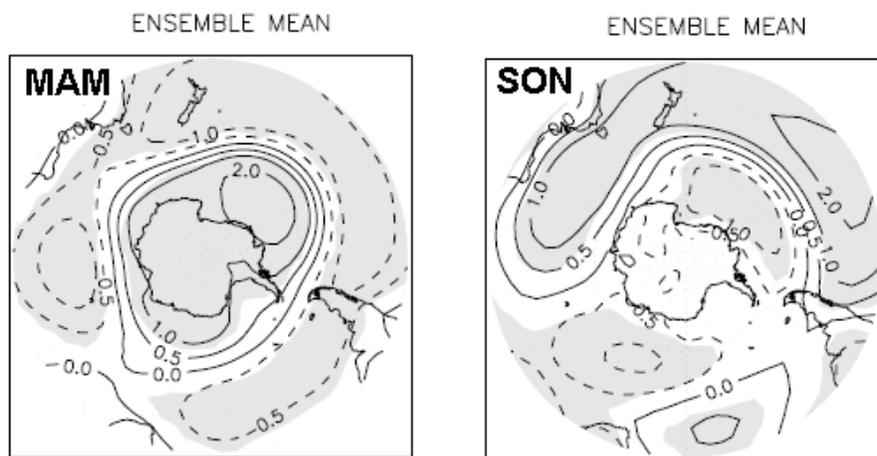
Respecto al trabajo de Rojas & Moreno (2011) existe concordancia en las diferencias de temperatura, con MAM (**Figura 2.4.**) donde se aprecian las mayores diferencias que muestran condiciones más frías en el HM y en SON que muestran condiciones más cálidas en el HM. En cuanto a las precipitaciones, se llega a conclusiones similares a las de Rojas & Moreno (2011) quienes determinaron tanto para Patagonia y Nueva Zelanda menor precipitación respecto al PI en las estaciones frías y mayor precipitación en las estaciones cálidas (o de ablación), lo que lleva a un aumento de la estacionalidad en las precipitaciones. Con algunas diferencias espaciales y temporales, es aproximadamente este el patrón que se replica en el ensamble de la **Figura 6.27** Anualmente se determinan, por tanto, mayores precipitaciones en el HM respecto al PI.

De acuerdo a la **Figura 2.3** para las anomalías de insolación, se esperarían condiciones más cálidas en el HM en JJA y SON, ya que la anomalía positiva de insolación comienza entre los 40 a 55 [°S] entre Junio y Julio. Sin embargo las diferencias de temperatura indican condiciones más cálidas solo en los meses de SON, así también en Diciembre en algunas regiones, las temperaturas son mayores en el HM (**Figura 6.25**), aun cuando la insolación es menor. Este patrón ha sido confirmado para Nueva Zelanda usando un modelo climático regional (HadAM3P) de mejor resolución espacial (forzado con los mismos parámetros que los modelos PMIP2), el cual muestra también menores temperaturas para el HM en DJF, MAM y JJA y mayores en SON (Ackerley et al., 2013). Esto indicaría cierto tiempo de respuesta en el sistema climático en relación al forzante orbital, el cual puede estar asociado a la inercia térmica del océano. A este respecto Ackerley et al. (2013) señalan que para el HM los cambios en la temperatura superficial del mar (SST) tienen un tiempo de respuesta respecto a los cambios en la insolación.

Ackerley et al. (2011) analizan las condiciones sinópticas durante el HM para determinan las condiciones climáticas sobre Nueva Zelanda. Estas determinan un aumento de actividad de vaguada entre los meses de Diciembre y Mayo definiendo mayores precipitaciones, mientras que entre Junio y Noviembre existe un aumento de eventos zonales debido al aumento del gradiente norte-sur de presión definiendo condiciones secas. En relación a la temperatura se ha determinado que la primavera en la Isla del Sur, es más cálida en el HM respecto al PI, lo cual se encuentra asociado a los eventos zonales (Ackerley et al., 2011). Las características sinópticas determinadas son un indicio más de las condiciones climáticas determinadas en este trabajo, Rojas & Moreno (2011) y Ackerley & Renwick (2010)

Las diferencias estacionales en la presión al nivel del mar (SLP) han sido determinadas por Ackerley & Renwick (2013) también con modelos PMIP2 (**Figura 7.3**). En MAM el promedio ensamblado muestran anomalías negativas sobre Nueva Zelanda y todo el cono sur de Sudamérica. En SON se aprecian anomalías positivas sobre toda Nueva Zelanda y sobre Patagonia. Estas anomalías estarían indicando distintas fases de SAM, ya que anomalías positivas (negativas) de SLP en latitudes medias corresponden a SAM positivos (negativos) (Gomez et al., 2011). En este trabajo, el índice SAM determinado para SON en el HM muestra una leve predominancia de SAM positivos en el HM respecto al PI. La anomalía de SLP determinada por Ackerley & Renwick (2010) para SON muestra, por lo tanto, que existen condiciones para la presencia de SAM positivos lo cual puede asociarse a las mayores precipitaciones en algunas de las regiones donde la relación es directa (al sur de los 45[°S]).

En MAM, las anomalías de SLP son concordantes con las determinada a través del índice de Meneghini et al. (2007) en este trabajo, el cual muestra predominancia de fase negativa de SAM en el HM, lo cual se encuentra también asociado a menores precipitaciones (debido al debilitamiento de los vientos del oeste) en el HM en las regiones más australes (Isla del Sur, norte y sur, Cordillera Darwin y Campo de Hielo Sur) (**Figura 6.27**), donde la relación SAM/vientos del oeste es directa. Esto se observa principalmente a partir del mes de Abril donde además se aprecia una tendencia a menores precipitaciones en todas las regiones.

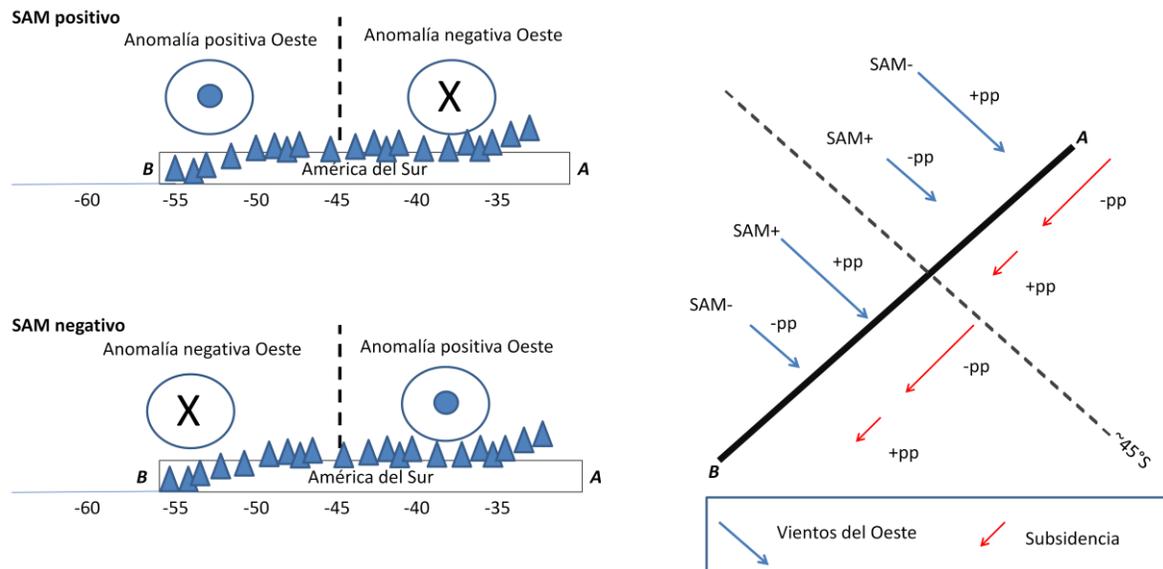


**Figura 7.3.** Diferencia promedio de la presión al nivel del mar (hPa) de los modelos PMIP2 entre el HM y el PI. Achurado gris corresponde a los cambios significativos ( $p \leq 0.05$ ). Izquierda MAM y derecha SON. Fuente: Ackerley & Renwick (2010).

Sin embargo la escala de los modelos PMIP2 no permite determinar a cabalidad los impactos asociados a SAM principalmente en relación a las precipitaciones. Diferencias espaciales en el patrón de las anomalías en las precipitación ha sido determinado por Ackerley et al. (2013) para el Holoceno medio con un modelo climático regional (HadAM3P) de mejor resolución, el cual determina que la costa oeste de la Isla del Sur de Nueva Zelanda es más seca respecto al PI y el sector oriental más húmedo. Esto se encuentra asociado a una predominancia a nivel anual de las condiciones SAM negativo derivado del análisis de la anomalía de SLP (Ackerley et al., 2013). El hecho de que la costa oeste se presente más seca en el HM respecto al PI se encuentra en concordancia con la predominancia de SAM negativos debido a su relación predominantemente directa (existe alguna variabilidad entre las correlaciones de los modelos PMIP2 asociado al límite latitudinal para el cambio del signo y que se concentra sobre la Isla del Sur) con los vientos del oeste, sin embargo el aumento de precipitación en el sector oriental, no.

El mecanismo se explicaría en el efecto sombra de dicha cordillera. Debido a que existe una disminución de los vientos del oeste con SAM negativos (al sur de los  $\sim 45^{\circ}\text{S}$ ) y predominantes en el HM) es esperable una disminución de la precipitación en la costa oeste, mientras que en el sector oriental la subsidencia de aire seco sería menor aumentando la probabilidad de precipitación. Dado que los modelos PMIP2 con resolución gruesas no representan correctamente la cordillera en Nueva Zelanda, el efecto de aumento (disminución) de las precipitaciones con SAM negativos (positivos) en el sector oriental de la Isla del Sur no se aprecia en las correlaciones. Algo similar podría ocurrir en los Andes en el lado este, donde existe correlación inversa entre los vientos del oeste y la precipitación (Garreaud et al., 2013). Para ejemplificar esto se ha realizado el esquema en la **Figura 7.4**, la cual muestra la asociación entre SAM y vientos del oeste (ver **Figura 6.30**) pero además agrega los impactos en la precipitación en

el sector oriental, esquematizado para la Patagonia. El límite latitudinal indicado es solo referencial ya que cambia de acuerdo a los modelos PMIP2 (no mostrado) y a la estación (ver **Figura 6.31**), pero indica que existen diferencias espaciales (tanto en Patagonia como Nueva Zelanda) asociados a las fases de SAM.



**Figura 7.4.** Perfil latitudinal con esquema idealizado de la relación entre SAM, vientos del oeste y precipitación. Izquierda triángulos representan la cordillera de los Andes a lo largo de la latitud. Derecha esquema con vista en el plano donde AB corresponde al eje de la cordillera. Tamaño de flechas indica intensidad de viento y subsidencia.

En cuanto a la relación entre el índice SAM y ELA en este trabajo, se obtiene una correlación baja. Anualmente, se muestra una leve tendencia en las cuales SAM positivos (negativos) se encuentra asociados a ELAs más altas (bajas) pero con correlaciones inversas del orden de -0.2 a -0.3 (no mostrado). Esto determinaría en cierta medida el valor de la ELA anual. Esta característica se observa en ambas regiones, ya que la correlación en la Isla del Sur de Nueva Zelanda y en Patagonia entre SAM y temperatura es directa en concordancia con lo observado por Gillet et al. (2006) y Kidston et al. (2009). Otras relaciones del balance de masa glaciar en Nueva Zelanda con índices climáticos de gran escala, se relacionan con el Índice de Oscilación del Sur (SOI). Durante su fase negativa, existen condiciones El Niño, fase en la cual los balances de masa, en general son positivos debido a un aumento de los vientos del oeste y por ende de la precipitación, lo contrario sucede durante la fase positiva, La Niña (Fitzharris et al., 2007), sin embargo para el HM se ha determinado que eventos El Niño son inhibidos. El mecanismo responde a las diferencias orbitales las cuales determinan una mayor estacionalidad en Hemisferio Norte, esta estacionalidad determina una mayor diferencia entre el océano y el continente realizando los sistemas de monzón de verano. Debido a las interacciones entre la circulación del monzón y la circulación de Walker, se genera una anomalía de vientos del este en el Pacífico central y occidental el cual causa surgencias anómalas en el Pacífico central y oriental que

inhibe el desarrollo de eventos El Niño (Zheng et al., 2008).

En definitiva, en cuanto a las temperaturas, la predominancia que existe de SAM positivos en el PI respecto al HM (especialmente en JJA), y, junto a los cambios orbitales, explicarían que la ELA durante el PI este a mayor altitud, ya que SAM, en fase positiva, se encuentra asociado a calentamiento en el sur de Chile y Argentina y sobre la Isla del Sur de Nueva Zelanda (Gillet et al., 2006). Respecto a las precipitaciones no existe tanta claridad, ya que primero los cambios de precipitación no son significativos ni mayormente consistentes entre modelos PMIP2, segundo el impacto de SAM no es espacialmente homogéneo en el área de estudio y varía intra-anualmente haciéndose difícil definir los reales impactos de SAM en la precipitación y tercero (relacionado con el punto anterior), existe una serie de impactos a escalas espaciales de mayor detalle que los modelos PMIP2 no captan, especialmente aquellos asociados a la distribución de las precipitaciones por la presencia de la cordillera.

Esta asociación SAM-vientos del oeste-precipitación se podría traducir (en un contexto de predominancia de SAM negativos a nivel anual) en una leve menor magnitud de la diferencia de ELA en ambas regiones en el lado oriental de ambas cordilleras ya que la precipitación aumentaría debido a la menor subsidencia en la ladera oriental, actuando este aumento de precipitaciones como un moderador en la ELA climatológica, frente a los cambios significativos de temperatura.

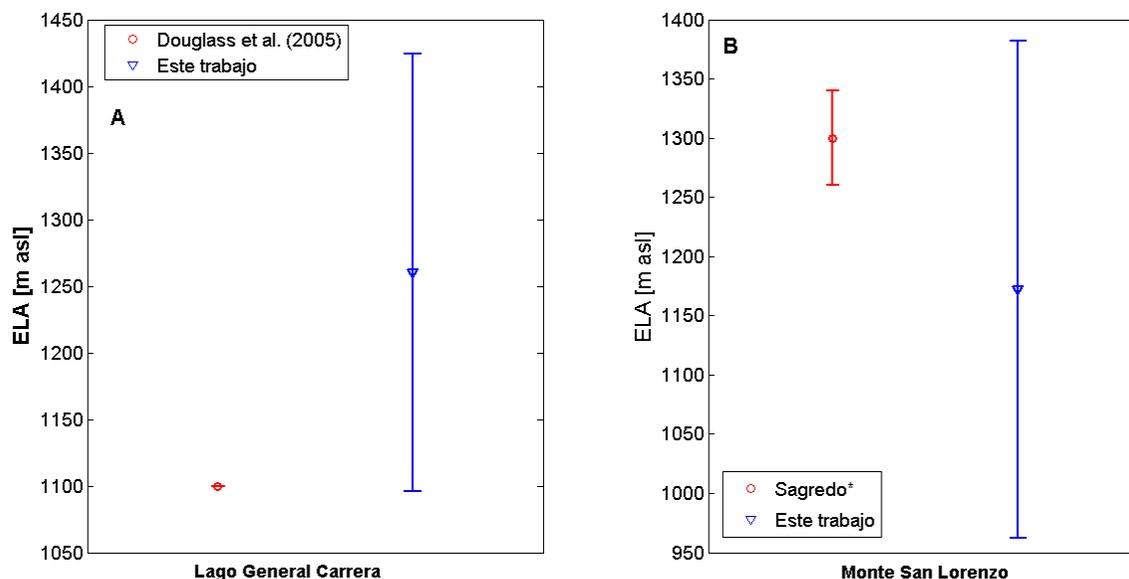
## **7.2. Comparaciones de ELA**

### **7.2.1. Comparación con reconstrucciones basadas en registros *proxy***

Considerando que el periodo PI de los modelos se asocia PMIP2 al año 1750, es posible asociar los registros geomorfológicos de la Pequeña Edad del Hielo usados para investigar las fluctuaciones glaciares y compararlos con las salidas del modelo de balance de masa glaciar con datos PMIP2. Por otro lado, también se compararan registros de dataciones de morrenas en torno al HM en Patagonia, algunos de los cuales ya han sido nombrados como parte del planteamiento del problema.

En Patagonia una reconstrucción de ELA se realizó en la zona del Lago General Carrera (~ 46.6°S, 72.2 °W) en Patagonia oriental por Douglass et al. (2005). En este caso la edad estimada de la morrena de 6200 años A.P. (*inner moraine*) se asocia a una ELA de 300 [m] menos que la actual estimada por los mismos autores y que llega a 1400 [m snm]. Por lo tanto se obtiene una ELA para los 6200 años A.P. de 1100 [m snm] la cual se asocia a condiciones climáticas más húmedas de 1000 [mm/a] más que la actual o temperaturas 2.4 [°C] más frías, o, lo más

probable, a una combinación entre estos valores. Del resultado de la salida del modelo de balance de masa para el HM se obtuvo una ELA para esta zona de  $1260 \pm 164$  [m snm]. Este valor es un tanto más confiable que los valores en los Alpes del Sur, ya que la representación de la precipitación y temperatura por efecto de la presencia de la cordillera de los Andes es más realista. En la **Figura 7.5A** se comparan ambas estimaciones apreciándose que la reconstrucción de Douglass et al. (2005) se encuentra en torno a la estimación más baja de los modelos PMIP2.



**Figura 7.5. Comparación de ELA con registros proxy y modeladas en este trabajo. A: Sector Lago General Carrera y B: Glaciar río Tranquilo Monte San Lorenzo. \* Indica que es un trabajo actualmente en desarrollo por lo que su valor puede cambiar.**

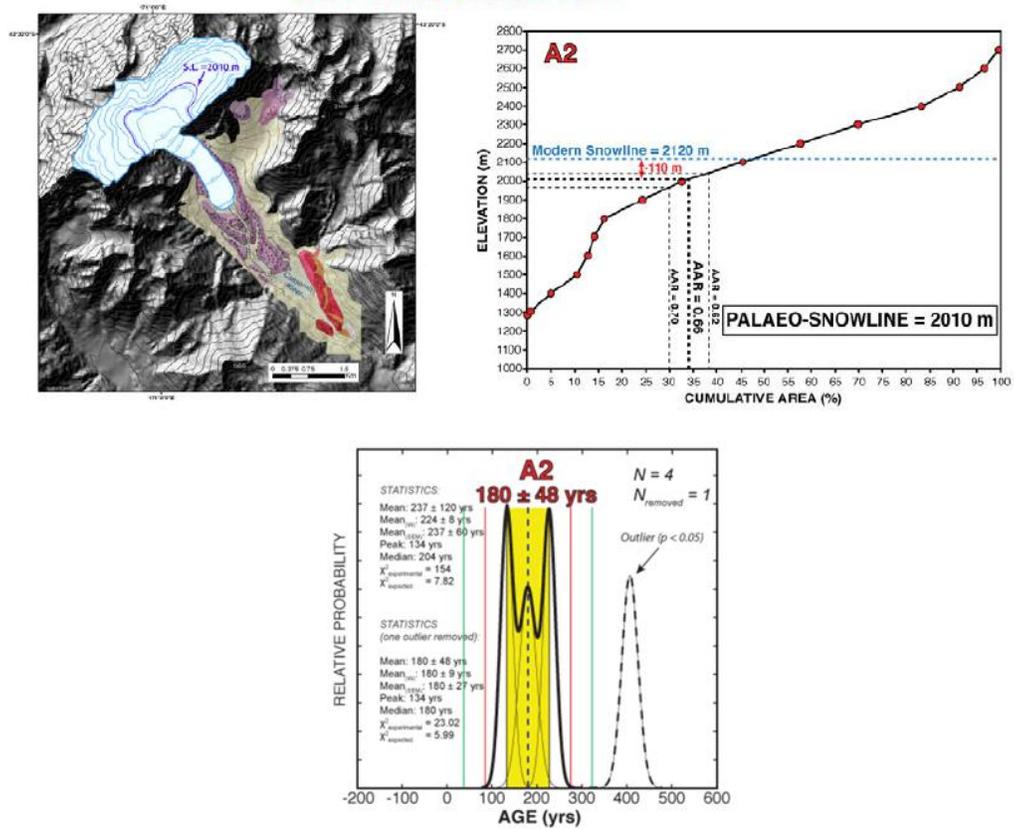
Otras reconstrucciones en base a registros *proxy* indican ELA en  $1300 \pm 40$  [m snm] para el glaciar Río Tranquilo en el Monte San Lorenzo ( $\sim 47.6^\circ \text{S}$ ,  $72.3^\circ \text{W}$ ) hace 5500 años A.P. (E. Sagredo, comunicación personal), mientras el promedio acoplado del modelo de balance de masa entrega una altitud de  $1172 \pm 210$  [m snm] para ese punto de grilla en el HM (ver **Figura 7.5 B**).

Para la PEH se desconoce de estimaciones de ELA en Patagonia. Como antecedente solo se tiene la reconstrucción de ELA para el glaciar Pichillancahue del volcán Villarrica (Bravo, 2008), sin embargo la morrena utilizada para esta reconstrucción no fue datada por lo que solo se asocia a la PEH debido a su posición relativa a otras morrenas datadas en la región (ej. Glaciar Frías en Monte Tronador por Villalba et al. (1990)). Además hay que considerar mayor incerteza debido a que el glaciar Pichillancahue se encuentra asociado a un volcán activo que en periodos de mayor actividad pudo haber eliminado los registros de morrenas. Aun así, sobre la base de esta morrena asociada a la PEH (qué en esta región se encuentra asociado

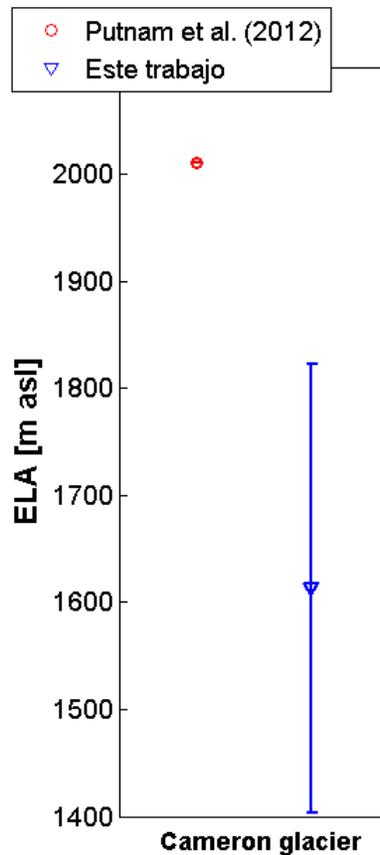
entre los años 1660 y 1670 (Luckman & Villalba, 2001)) se reconstruyó la ELA llegando a valores entre 1824 y 1920 [m snm], mientras que el valor promedio obtenido con el modelo de balance de masa glaciar, en este trabajo, llega a  $1948 \pm 115$  [m snm].

En Nueva Zelanda, un primer registro corresponde el asociado al glaciar Cameron ( $\sim 43^{\circ}\text{S}$ ,  $171^{\circ}\text{E}$ ) ubicado en el lado oriental de los Alpes del Sur en el centro de la Isla del Sur. Este glaciar contiene un importante registro a través de dataciones ( $^{10}\text{Be}$ ) de sus fluctuaciones desde el tardi-glacial hasta la Pequeña Edad del Hielo (Putnam et al., 2012). Una de estas morrenas tiene una data de hace  $180 \pm 48$  años, lo cual corresponde al periodo PI y por ende se compara con la salida en este modelo. Con esta morrena como límite inferior, Putnam et al. (2012), estimó una paleo línea de nieves, la cual se asocia a la ELA. Para ello considero un AAR de 0.65. El resultado se aprecia en la **Figura 7.6**, donde se aprecia la curva hipsométrica junto a la ELA actual (*modern snowline*) y la línea de nieves reconstruida para el PI. Esta alcanza un valor de 2010 [m snm]. El valor de salida de la ELA del modelo de balance de masa, en el pixel correspondiente al glaciar Cameron para el PI es de  $1613 \pm 210$  [m snm]. Estos valores se muestran comparativamente en la **Figura 7.7**, donde se aprecia que existe una subestimación en la ELA determinada con los datos PMIP2. A parte de las diferentes metodologías en la estimación de la ELA entre ambos trabajos, esta diferencia se podría explicar dado que el factor de corrección de las precipitaciones no es preciso para el lado oriental de los Alpes del Sur y a que los modelos PMIP2 en su conjunto sobreestiman la precipitación. Por otro lado, los datos *proxy*, si bien dan una idea del clima regional, incluyen también aspectos del clima local (Wagner et al., 2007), lo cual podría generar este tipo de diferencias. A raíz de ello se debe utilizar con suma precaución los valores de ELA mostrados en la sección 6.4 sobre todo en el lado oriental de Los Alpes del Sur.

## Arrowsmith A2



**Figura 7.6.** Mapa de glaciar Cameron en Nueva Zelanda (arriba izquierda). Curva hipsométrica y estimación de ELA (arriba derecha) y distribución de dataciones de morrenas asociadas al periodo pre-industrial (abajo). Fuente: Putnam et al. (2012).



*Figura 7.7. Comparación de ELA con registros proxy y modeladas en este trabajo en el glaciar Cameron en los Alpes del Sur.*

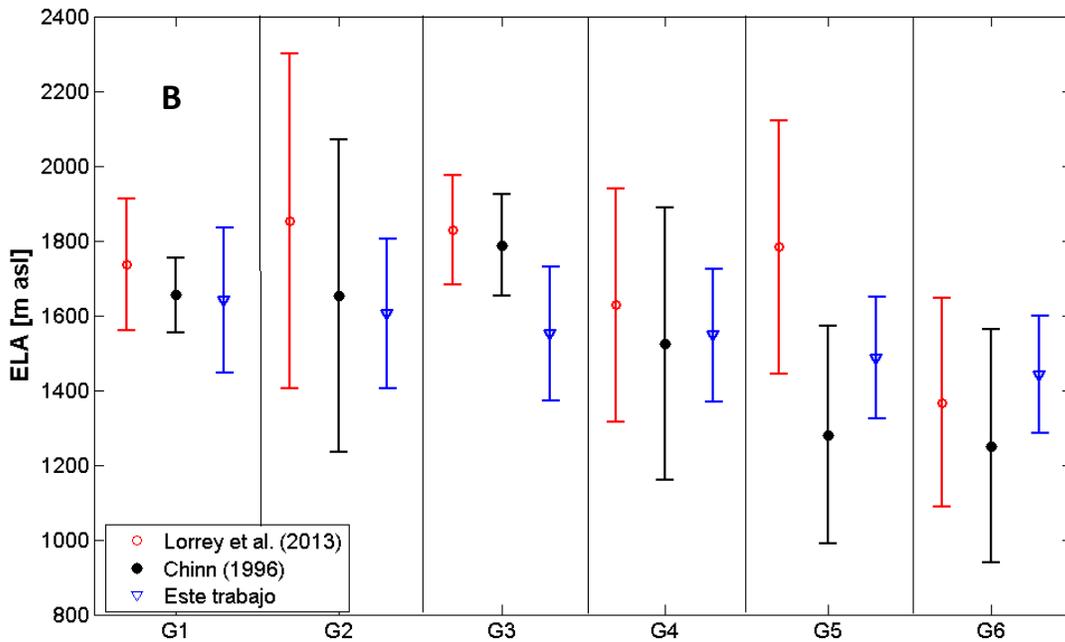
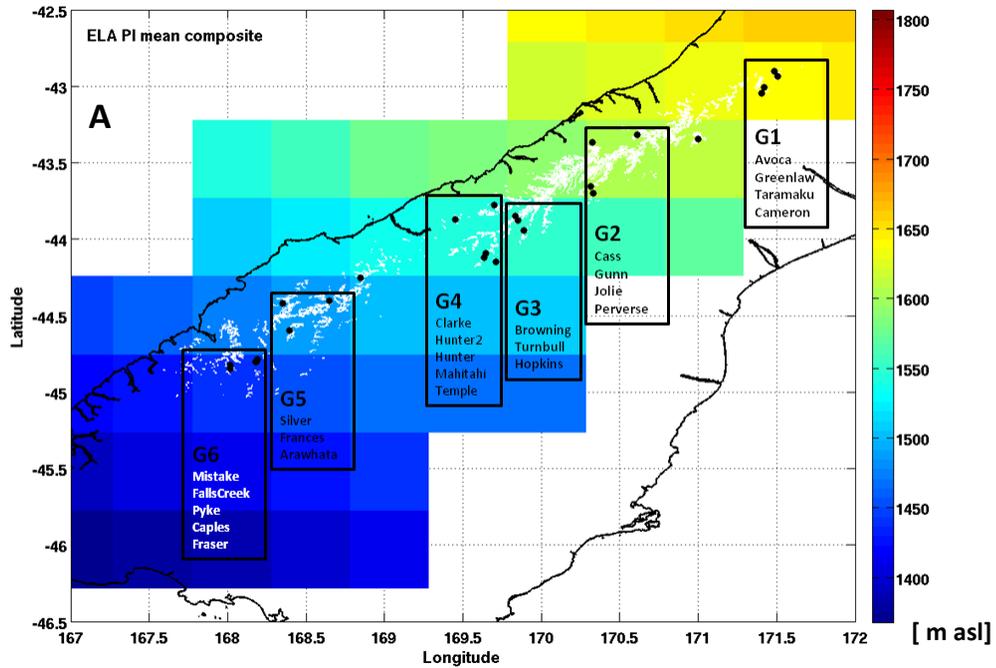
Estimaciones de la ELA durante la Pequeña Edad del Hielo (PEH) sobre la base de observación de las características topográficas y geomorfológicas en glaciares de circo en Los Alpes del Sur por Lorrey et al. (2013) permiten nuevos puntos de comparación con las salidas de los modelos. El método utilizado por Lorrey et al. (2013) para determinar la ELA moderna y la ELA de la PEH consiste en determinar el punto medio entre la altura máxima y la altura mínima de los glaciares. En el caso de los glaciares actuales se utiliza el frente glaciar y en el caso de la PEH se utilizan las morrenas asociadas. Este método corresponde a la elevación media de los glaciares y se utiliza en la reconstrucción de ELA para glaciares con geometría simple, sin embargo tiende a sobrestimar la ELA. Esta determinación fue realizada en Google Earth™. El objetivo en Lorrey et al. (2013) es determinar el cambio de temperatura en Los Alpes del Sur a través de las diferencias de ELA y con un gradiente de  $-0.0065$  [°C/m]. La **Figura 7.8A** muestra la localización de estos glaciares, los cuales para la comparación con los datos de este trabajo fueron agrupados de acuerdo al pixel que los contiene de forma de comparar un promedio de la ELA de los glaciares de circo con la salida del modelo. La **Figura 7.8B** y la **Tabla 7.1** muestra los resultados comparativamente, agregando los resultados del trabajo de Chinn (1996) que utiliza un método similar al de Lorrey et al. (2013) pero con cartas topográficas 1:50000 y curvas de nivel cada 20 [m].

Se aprecia que existen algunas diferencias importantes, sobre todo en los grupos que contienen glaciares de circo en la zona oriental de Los Alpes del Sur. Ello posiblemente debido a la ya mencionada sobrestimación de las precipitaciones en el lado oriental de los modelos PMIP2. El único grupo que da una ELA mayor a la observada es el G6 en el sur de la cordillera. Individualmente algunas glaciares del lado occidental son similares a los valores del modelo de balance de masa. Sin embargo se prefirió realizar un promedio de las ELA para tener una idea a una escala mayor ya que los glaciares de circo dependen importantemente de sus condiciones locales.

**Glaciares de Circo Alpes del Sur NZ**

	<b>Lorrey et al. (2013)</b>	<b>Chinn (1996)</b>	<b>Este trabajo</b>
Grupo 1	1736±175	1654±101	1640±193
Grupo2	1852±447	1651±418	1603±200
Grupo3	1828±146	1788±137	1551±178
Grupo 4	1627±312	1524±363	1547±178
Grupo 5	1783±339	1280±291	1486±163
Grupo 6	1367±280	1250±312	1441±157

**Tabla 7.1. ELA obtenida de distintas fuentes promediadas de acuerdo a criterio de Figura 6.59. y comparada con valores de salida del modelo de balance de masa glaciar para el PI.**



**Figura 7.8.** Glaciares de circo correspondientes a los observados por Lorrey et al. (2013) y Chinn (1996) con los cuales se determino la ELA para la Pequeña Edad del Hielo. A: grupos se hicieron agrupando de acuerdo a pertenencia a un pixel de salida del modelo de balance de masa glaciar para el PI en este trabajo (correspondiente al achurado de colores). B: Resultados comparativos entre este trabajo y las fuentes mencionadas.

### 7.2.2. Comparación con ELAs actuales

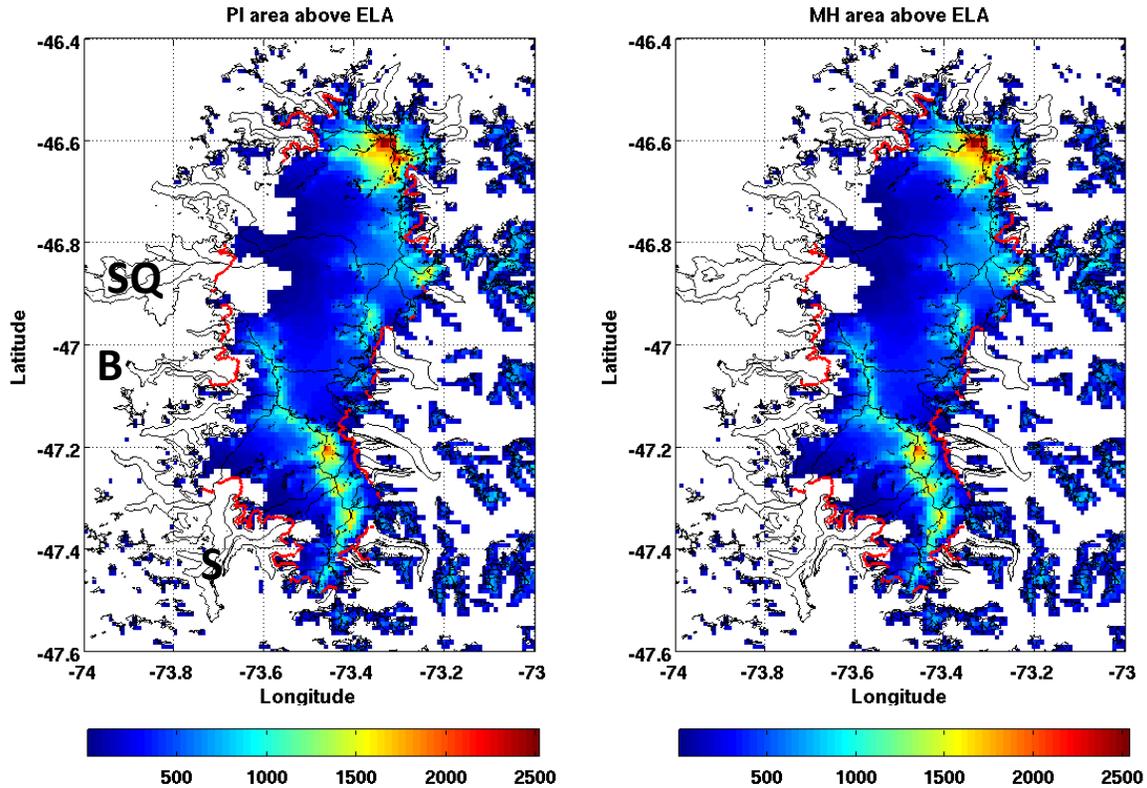
A pesar de que las parametrizaciones del modelo de balance de masa glaciar contienen algunas generalizaciones, se ha realizado una comparación de la ELA obtenida del modelo con las observadas en la actualidad. En el caso de las observaciones obtenidas de ELA, en general corresponde a años puntuales por lo tanto no son representativas de una condición climática de los glaciares, en este grupo se encuentran las ELAs para Campo de Hielo Sur que corresponden a las determinadas en imagen de satélite del año 2000 (Casassa et al., *in press*) y a las recopiladas por Willis et al. (2012b) para Campo de Hielo Norte. En cuanto a series de tiempo en Patagonia solo se encuentra la determinación de ELA para el glaciar San Rafael entre 1950 y 2005 realizada por Koppes et al. (2011) también con una modelación de balance de masa glaciar pero utilizando datos de re-análisis NCEP-NCAR y corregidos con las escasas observaciones *in situ* realizadas en el mismo glaciar y algunas otras estimaciones puntuales de ELA con sensores remotos.

En Nueva Zelanda existe un programa de observación de ELA el cual consiste en determinar su altitud mediante la toma de fotografías al final del año hidrológico de la línea de nieve, la cual se define como la ELA para el año (Chinn et al., 2005), esta serie se conoce como EOSS (*end of summer snowline*) y parte desde el año 1977 y se ha utilizado en los trabajos de Lamont et al. (1999), Chinn et al. (2005), entre otros. Por lo tanto se cuenta con series de tiempo con cierta continuidad que permiten obtener una ELA promedio cercana a una ELA climatológica. Además se analizarán comparativamente algunas series de tiempo de ELA. La comparación permitirá además definir las limitaciones de determinar la ELA con el modelo de balance de masa glaciar con datos PMIP2, reconociendo las zonas donde no se replica el comportamiento espacial de la ELA.

Para Campo de Hielo Norte (ELA año 2002) se aprecia en **la Figura 7.9** que la ELA en el sector occidental se encuentra a mucho mayor altitud tanto en el PI como el HM, especialmente notorio en los glaciares San Quintín (SQ), Benito (B) y Steffen (S). Esto no se encuentra de acuerdo con la evidencia geomorfológica que determina para el glaciar San Rafael una mayor extensión (Harrison et al. 2012) para el HM. En el sector oriental se aprecia que la ELA actual se encuentra en torno a los valores de ELA HM y PI y en general bajo los valores actuales. El gradiente de la ELA para CHN se ha definido en una diferencia de 150 [m] entre ambas vertientes (Rivera et al., 2007), lo cual puede utilizarse para corregir los valores en este trabajo.

La diferencia de ELA entre HM y PI respecto a la actual en el sector occidental, responde a las diferencias en la naturaleza de una ELA observada en un año particular (Febrero de 2002) versus la ELA climatológica determinada para el HM y el PI. Esto queda de manifiesto en **la Figura 7.12** donde la ELA modelada para el

glaciar San Rafael justamente para el año 2002 con datos NCEP-NCAR es bastante menor respecto al promedio del periodo 1950-2005 (Koppes et al., 2011), por lo tanto es esperable que la ELA observada para el resto de los glaciares cercanos al San Rafael presentan ELAs más bajas en relación a las condiciones sinópticas y meteorológicas del año 2002.



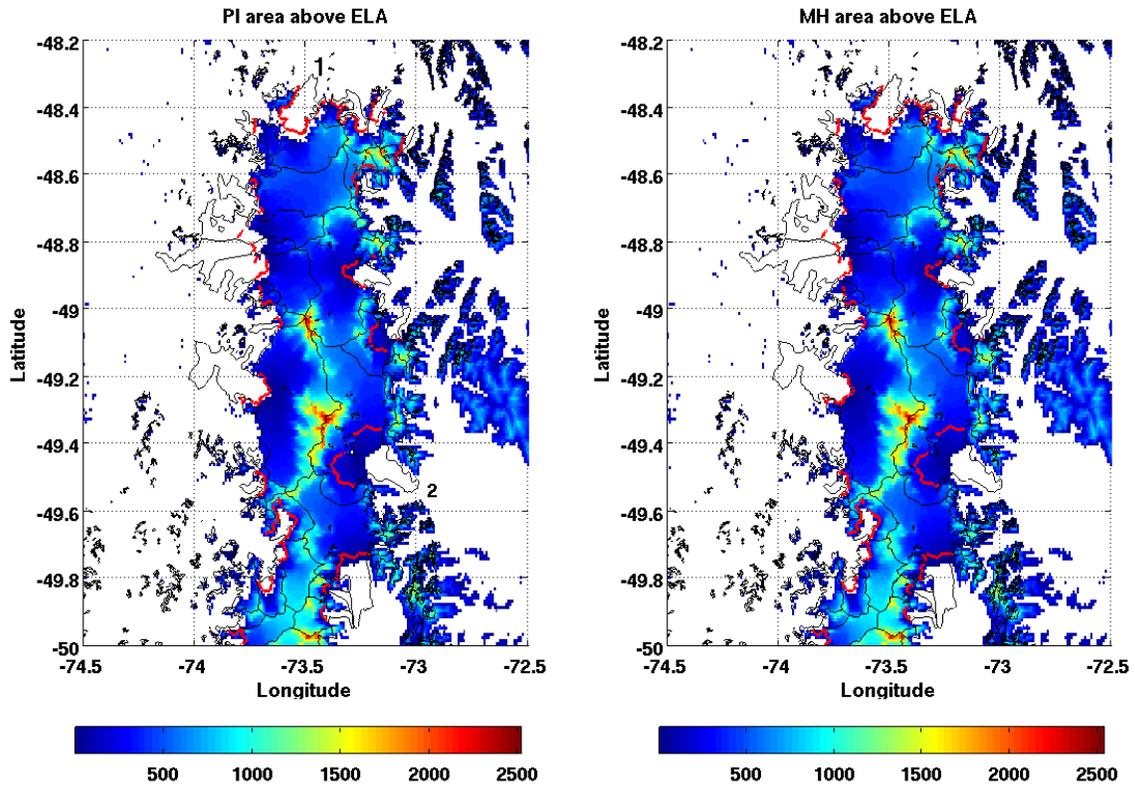
**Figura 7.9. Comparación ELA PI y HM con valores actuales. Achurado de colores corresponde a altitud sobre la ELA para el PI (izquierda) y el HM (derecha). Línea roja en ambos corresponde a ELA determinada para el año 2002. Barras de colores en [m]. Zona corresponde a Campo de Hielo Norte. SQ=glaciar San Quintín, B=glaciar Benito y S=glaciar Steffen.**

En Campo de Hielo Sur se cuenta con la ELA para el año 2000 (ELA2000). Se aprecia en la **Figura 7.10**, que los valores en el lado occidental son similares a los determinados para el PI y HM, e incluso un tanto menores como en el caso del glaciar Jorge Montt (indicado con 1), el cual para el año 2000 tiene una ELA en torno a los 890 [m snm]. Sin embargo, la ELA ha variado, determinándose en 950 [m snm] (Willis et al., 2012) y  $930 \pm 40$  [m snm] (De Angelis, 2014) e incluso se ha determinado en 1100 [m snm] utilizando una imagen de satélite ASTER (15 [m] de resolución en el visible) de Febrero de 2010 (Rivera et al., 2012). Esto denota la variabilidad interanual en la ELA dependiente de las condiciones meteorológicas de cada año.

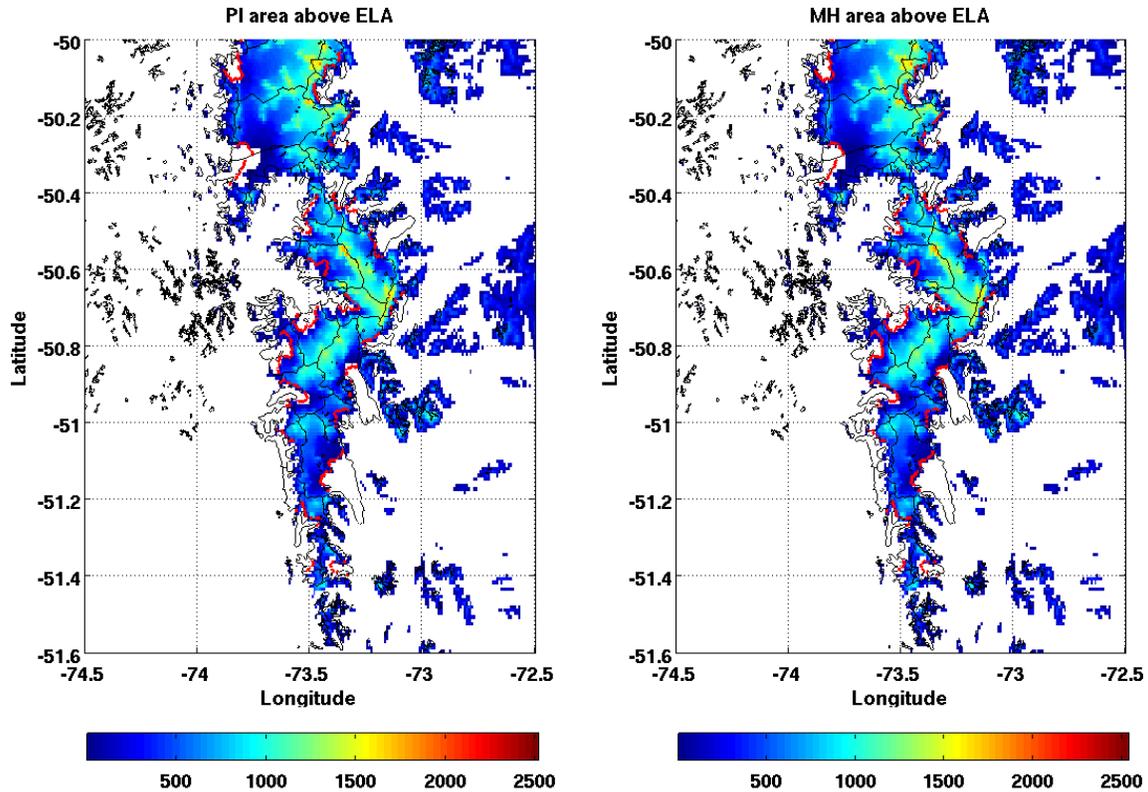
Para el PI y HM se determinó en 1120 y 1097 [m snm] respectivamente. Para el lado oriental, ELA2000 se encuentran sobre los valores de ELA PI y HM. Un ejemplo corresponde al glaciar Viedma (indicado con 2) donde se aprecia que la ELA actual está muy por sobre los valores para el HM y PI. Para la actualidad se estima en 1250 [m snm] mientras que para el PI y HM se encuentra en 1042 y 1027 [m snm] respectivamente.

En cuanto a las diferencias entre ambas vertientes se tiene la ELA del glaciar Pio XI que se estima en 1100 [m snm] para el año 1994-95 (Rivera & Casassa, 1999) y  $930 \pm 50$  [m snm] promedio de los años 2002 y 2004 obtenido de imágenes MODIS (De Angelis, 2014). En el lado oriental para el glaciar de los Tres (-49.27, -73.00) se ha determinado una ELA de 1440 [m snm] en el año 1995-96 (Popovnin et al., 1999). Este glaciar corresponde a uno de los glaciares que se encuentran en el lado oriental del Monte Fitz Roy. Dado que estos dos glaciares se encuentran aproximadamente en la misma latitud es posible ver las diferencias entre ambas vertientes. Como se aprecia en la **Figura 7.11**, esta diferencia llega a 340 [m], diferencia que no es captada por los resultados del modelo. Por lo tanto es posible que se requiera realizar una corrección de la ELA en el lado oriental de la cordillera de los Andes, el cual podría basarse en las diferencias observadas en la actualidad en distintos glaciares de ambas vertientes en distintas bandas de latitud.

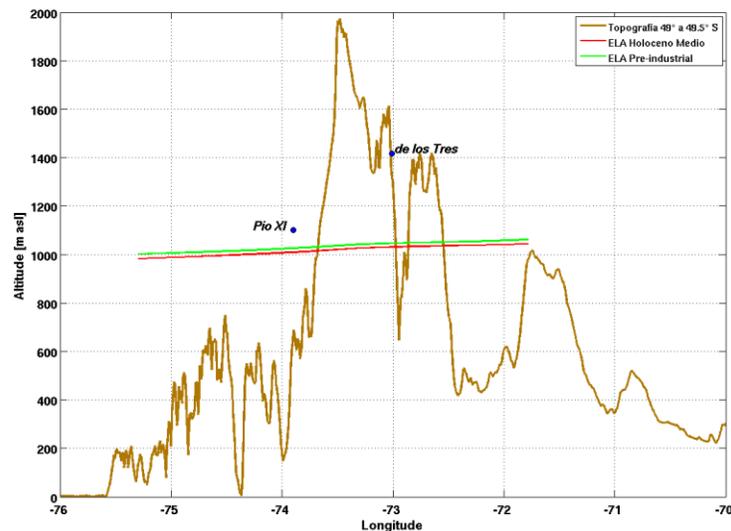
Respecto a la variabilidad interanual de la ELA se aprecia en la **Figura 7.12**, un ejemplo comparativo de la ELA para el HM y el PI y la estimada por Koppes et al. (2011) para los últimos 50 años. Se puede apreciar el menor valor de ELA para la zona del glaciar San Rafael comparada con los valores actuales, además de la menor variabilidad interanual. Este es un ejemplo para los datos del modelo MRIn, sin embargo todos los modelos muestran una menor variabilidad interanual respecto al siglo XX (no mostrado).



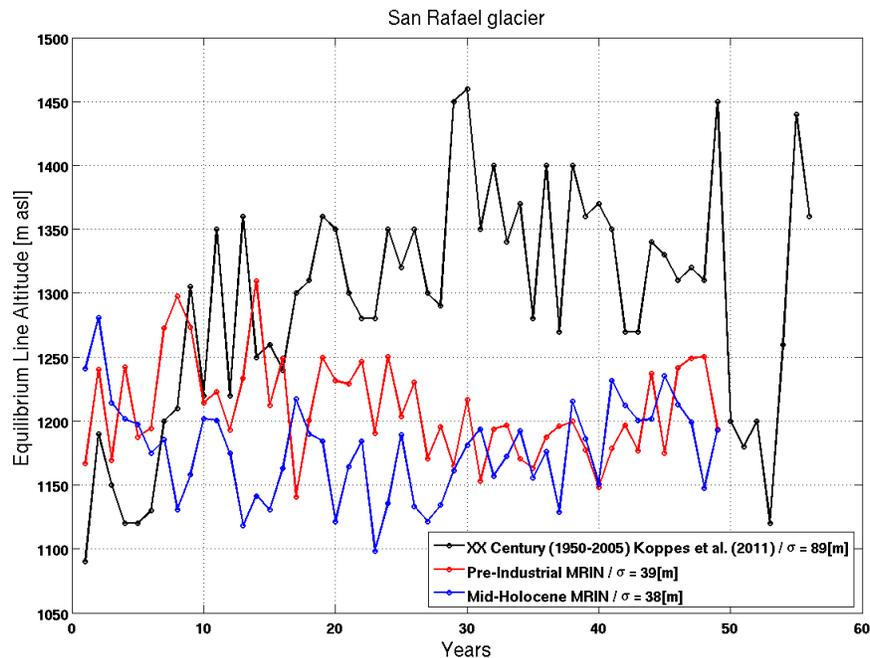
**Figura 7.10. Comparación ELA PI y HM con valores actuales Achurado de colores corresponde a altitud sobre la ELA para el PI (izquierda) y el HM (derecha). Línea roja en ambos corresponde a ELA determinada para el año 2000. Barras de colores en [m]. Zona corresponde a sector norte de Campo de Hielo Sur.**



**Figura 7.10(cont).** Comparación ELA PI y HM con valores actuales Achurado de colores corresponde a altitud sobre la ELA para el PI (izquierda) y el HM (derecha). Línea roja en ambos corresponde a ELA determinada para el año 2000. Barras de colores en [m]. Zona corresponde a sector sur de Campo de Hielo Sur.



**Figura 7.11.** Perfil longitudinal de ELA para el HM y PI y topografía en zona de glaciar Pio XI. Además se muestran valores de ELA observados para el glaciar Pio XI (Rivera & Casassa, 1999) y glaciar de los Tres (Popovnin et al., 1999).

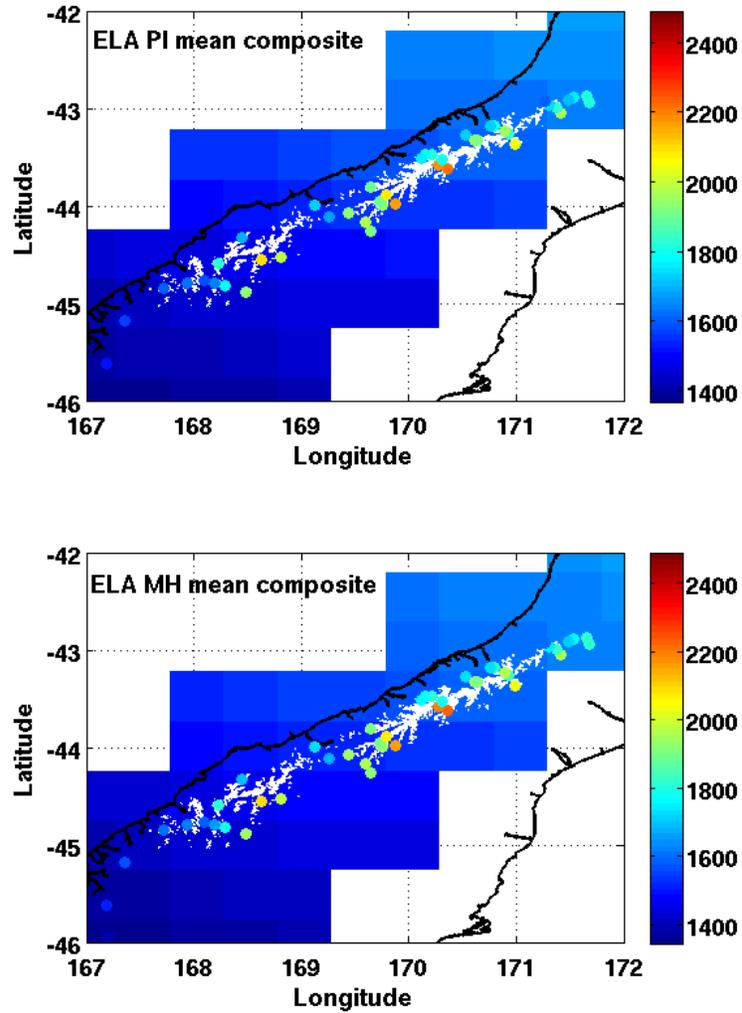


**Figura 7.12.** Variabilidad de la ELA para zona del glaciar San Rafael para el siglo XX (Koppes et al., 2011) y PI y HM. Se indica la variabilidad interanual a través de valor sigma de desviación estándar de la serie de tiempo respectivamente. Ejemplo con modelo MRIN.

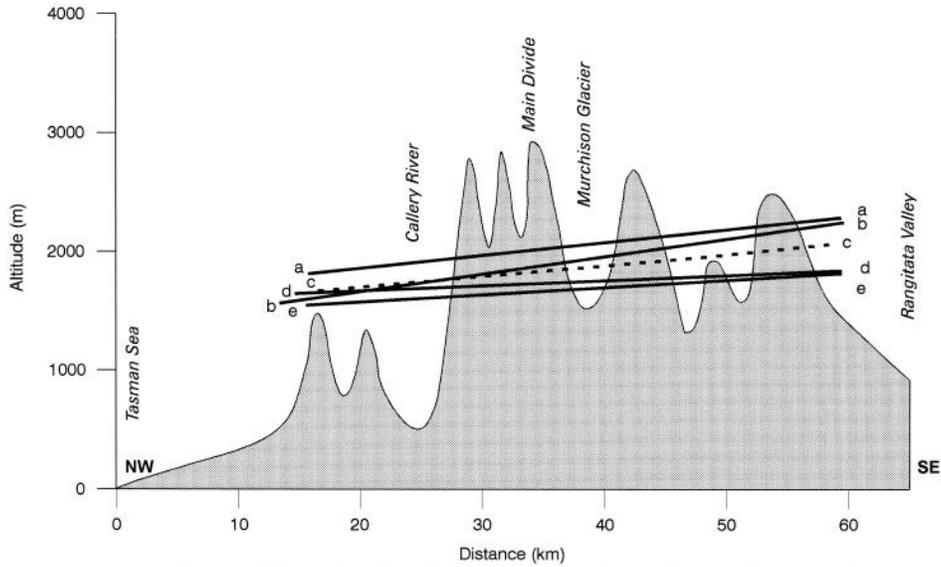
En los Alpes del Sur de Nueva Zelanda, se aprecia que el valor promedio de la ELA (determinada a través del método EOSS) se encuentra sobre los valores de ELA PI y HM como se ve en la **Figura 7.13**, para distintas locaciones. Esta diferencia es un tanto menor hacia el sur y un tanto mayor hacia el este. Como se ha dicho anteriormente, estas diferencias responden a la sobrestimación de la precipitación en los modelos PMIP2 y la generalización espacial, lo que genera que el gradiente de ELA en los Alpes del Sur no sea bien representado. Sin embargo también indica una señal de que los glaciares del HM y PI tenían mayores superficies respecto a la actualidad. A este respecto las diferencias promedios entre ELA entre ambas vertientes en los Alpes del Sur llega a un máximo de 350 [m] como se observa en la **Figura 7.14** tomada de Lamont et al. (1999) y que no es captado por los resultados del modelo (**Figura 7.15**). Si se realiza un nuevo experimento sin el factor de corrección de las precipitaciones, la ELA, en el lado oriental, puede llegar a aumentar aproximadamente 200 [m], lo cual replicaría en parte el gradiente de la ELA actual en un perfil longitudinal en Los Alpes del Sur.

Las series de tiempo de ELA EOSS se muestran para tres glaciares (**Figura 7.16**) comparadas con los resultados de distintos modelos PMIP2. Primero es posible apreciar la menor ELA PI y HM respecto a ELA EOSS. En todos los casos además, se aprecia que la variabilidad interanual en las ELA PI y HM son menores a las observadas en la actualidad, definida como la desviación estándar de la serie de tiempo. Esto se aprecia en todos los modelos PMIP2 (no mostrado). De acuerdo a Reichert et al. (2002) la variabilidad, en este caso de la longitud glaciar, en el siglo XX, excede a la variabilidad interna de fluctuaciones pre-industriales, por lo tanto

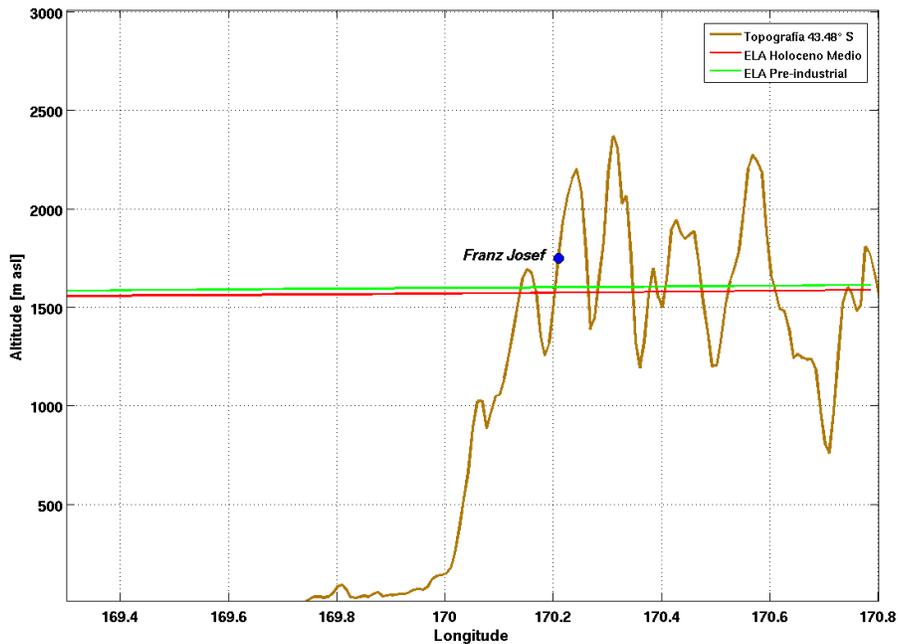
la mayor variabilidad observada de ELA (tanto en la Isla del Sur como en Patagonia) puede estar explicada por el forzamiento antropogénico en el siglo XX.



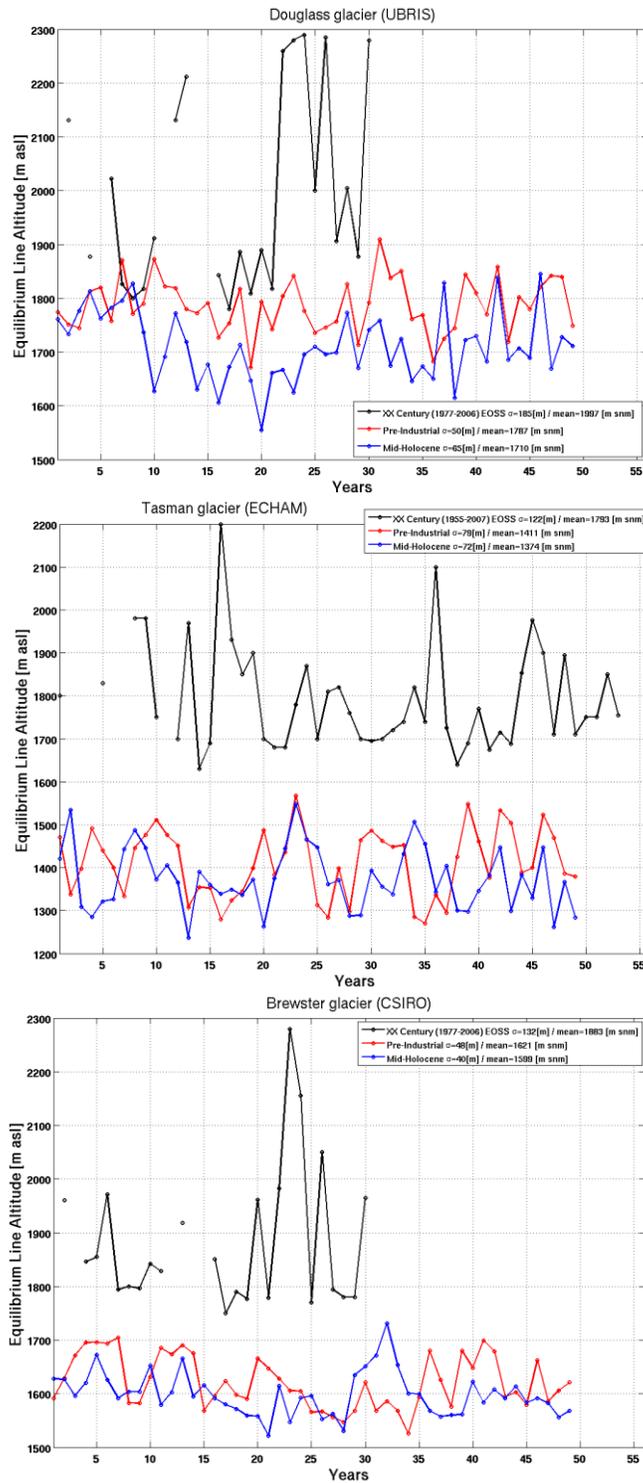
**Figura 7.13.** Comparación ELA HM y PI con ELA obtenida con método EOSS (círculos), promedio para distintos puntos en Los Alpes del Sur de 1977 a 2007. Barra de colores en [m snm].



**Figura 7.14. Esquema de perfil longitudinal mostrando el gradiente de ELA. (a) año con ELA alta, (b) año con la mayor diferencia entre laderas W y E, (c) promedio climatológico de ELA EOSS, (d) año con menor diferencia entre laderas W y E y (e) año con ELA baja. Fuente Lamont et al. (1999).**



**Figura 7.15. Perfil longitudinal de ELA para el HM y PI y topografía en zona de glaciar Franz Josef. Además se muestran valor de ELA observados para el glaciar Franz Josef. El perfil corresponde aproximadamente a la misma zona de Figura 7.13.**



**Figura 7.16. Variabilidad de la ELA actual (ELA EOSS) para zona de tres glaciares en Los Alpes del Sur de Nueva Zelanda y para resultados del modelo de balance de masa glaciar para el PI y HM. Se indica la variabilidad interanual a través de valor sigma de desviación estándar de la serie de tiempo respectivamente. Ejemplos con distintos modelos PMIP2 indicados en el título de cada Figura.**

Como se dijo anteriormente y aun cuando existe incertidumbre y gran

sensibilidad en alguno de los parámetros del modelo de balance de masa glaciar, es posible asociar las condiciones del PI a la PEH, ello a través de la comparación con las observaciones y modelaciones glaciológicas actuales que muestra una menor superficie glaciar (y una mayor ELA) en el presente respecto al PI (y por ende al HM), con lo que se puede establecer que la PEH no fue el periodo de máxima magnitud en los glaciares durante el Holoceno o al menos que entre el PI (PEH) y HM existe una superficie glaciar similar.

Las diferencias entre el presente y el PI (y HM) respondería a la influencia antrópica a través de la cantidad de gases de efecto invernadero (Wagner et al., 2012), por ejemplo el CO<sub>2</sub> en el presente (~380 [ppmv]) respecto al PI (280 [ppmv]), debido a que los parámetros orbitales del PI corresponden a los actuales (año 1950). Así también se encuentra asociado una fuerte tendencia a SAM positivos durante el siglo XX (Marshall, 2003) lo que define mayores temperaturas en ambas regiones.

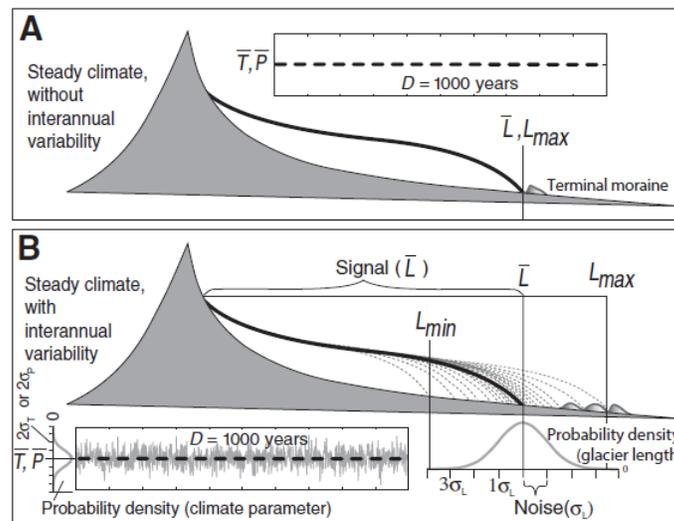
### **7.3. Análisis de diferencias ELA climatológica entre HM y PI.**

Indicar que existen condiciones propicias para una mayor superficie glaciar en el HM respecto al PI no es nuevo en la literatura científica, principalmente en relación a la evidencia geomorfológica. A este respecto Shaeffer et al. (2009), indica que los glaciares del Aoraki/Mount Cook presentaron su mayor avance aproximadamente 6500 años A.P. respecto a los avances subsecuentes. Los depósitos morrénicos del último milenio se encuentran próximos a los depósitos del Holoceno medio en la zona del glaciar Cameron (Putnam et al., 2012). De acuerdo a los resultados de este trabajo, esto se replicaría en Patagonia ya que las fluctuaciones observadas durante el siglo XX en Patagonia y la Isla del Sur de Nueva Zelandia parecen estar en fase (Fitzharris et al., 2007), sin embargo existe escasa evidencia geomorfológica que sustente este periodo.

Como ha planteado Sagredo & Lowell (2012) en su análisis climatológico para los glaciares de los Andes, en Patagonia, un descenso de temperaturas podría definir un avance glaciar con la respectiva formación de la morrena asociada al avance. Dado que existen condiciones más frías en el HM respecto al PI, se esperaría una morrena asociada al HM más lejana al actual frente y una morrena del PI más cercana al frente actual. Sin embargo, la evidencia geomorfológica es más bien escasa, solo existiendo algunas morrenas datadas en Patagonia (Douglass et al., 2005; Wenzens, 2005; Strelin et al., 2008; Harrison et al., 2012) y Nueva Zelandia (Schaefer et al., 2009; Putnam et al., 2012).

La escasa evidencia geomorfológica (morrenas) para el Holoceno medio podría

explicarse debido a que el registro asociado ha sido eliminado debido a que las fluctuaciones de los glaciares posteriores al HM se encontrarían en el rango de los depósitos morrénicos del HM debido a la fluctuación natural de los glaciares en respuesta a la variabilidad interanual del clima. Esto se traduce en fluctuaciones decadales de los glaciares en torno a la longitud promedio asociada al clima (Anderson et al., 2014; Roe, 2011), como se ejemplifica en la **Figura 7.17** donde se aprecia que un glaciar forzado con temperatura y precipitación variable constante tiene una respuesta única, mientras que un glaciar con la misma temperatura y precipitación promedio que el primer caso pero con variabilidad interanual (es decir un clima estacionario), presenta una serie de fluctuaciones que se pueden asociar a la construcción de morrenas, donde la longitud promedio no coincide con la longitud máxima alcanzada que en definitiva corresponde al registro geomorfológico. Es decir, el registro morrénico no indicaría las condiciones climáticas de un determinado periodo sino la extensión máxima alcanzada debido a condiciones favorables en un conjunto de años dentro del determinado periodo. Se ha determinado que la longitud máxima alcanzada por fluctuaciones glaciares puede sobreestimar en un 10 a 15% la longitud glaciar asociada al clima (Anderson et al., 2014).



**Figura 7.17. A: Glaciar forzado con temperatura y precipitación constante en periodo de tiempo. B: Glaciar forzado con la misma temperatura y precipitación promedio en A pero con variabilidad interanual incluida. Fuente Anderson et al. (2014).**

Adicionalmente a lo anterior, la magnitud de las diferencias a una escala de mayor detalle dependerá de las condiciones locales de los glaciares, como por ejemplo, como se vio en este trabajo, a la hipsometría glaciar y el AAR. Otros parámetros a considerar son la cobertura detrítica (Anderson & Mackintosh, 2012), la condición de frente desprendente (Koppes et al., 2011), entre otros.

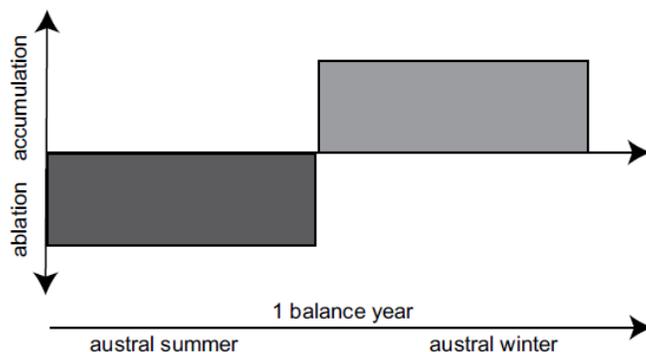
#### 7.4. Cambios de ELA climatológica asociado a las diferencias en temperatura y precipitación en el ciclo anual.

En cuanto al modelo de balance de masa glaciar y los datos PMIP2, se ha determinado que glaciológicamente hablando, el modelo capta las diferencias temporales en temperatura y precipitación mostrados en este trabajo y en los trabajos de Rojas & Moreno (2011), Ackerley & Renwick (2010), entre otros y que se traducen en las diferencias de ELA climatológica entre ambos periodos. Ello da una visión regional del comportamiento de los glaciares en ambas zonas de estudio, que como se nombro anteriormente se encontrarían en fase al igual como lo ha observado Fitzharris et al. (2007) para el siglo XX.

Las diferencias temporales de ELAs climatológica se encuentran principalmente relacionadas a los cambios en el ciclo anual de temperatura en un año hidrológico. Dado que la mayoría de los glaciares en ambas regiones corresponden a glaciares temperados (es decir se encuentran en torno a la temperatura de fusión del hielo), el ciclo anual en el balance de masa presenta una clara diferencia entre el periodo de ablación y de acumulación, como lo esquematiza Rodbell et al. (2009) en la **Figura 7.18**. Esta figura muestra que la ablación en glaciares temperados ocurre en los meses del verano y primavera austral y la acumulación en los meses de invierno y otoño austral. En el año hidrológico esto se traduce en que la ablación ocurre aproximadamente desde Septiembre a Marzo y la acumulación desde Abril a Agosto. En relación a las diferencias de temperatura es posible determinar dos efectos durante el año en ambas regiones. Primero, la menor temperatura en los meses de verano y el comienzo del otoño en el HM (**Figura 6.27**) determinan menos *input* de energía para el derretimiento, lo contrario sucede en primavera donde las mayores temperaturas del HM indicarían un mayor derretimiento, lo cual, sin embargo, no es suficiente para obtener ELAs climatológicas más altas respecto al PI. Lo anterior tiene que ver con la magnitud de las diferencias de temperatura, ya que en primavera estas llegan a un máximo de  $\sim 0.6$  [°C] mas de temperatura en el HM y en verano y otoño, a un máximo de  $0.8$  [°C] mas de temperatura en el PI.

El segundo efecto asociado a las temperaturas corresponde a la razón nieve/lluvia. Sagredo & Lowell (2012) y Rodbell et al. (2009) estiman que una caída de la temperatura en ambientes húmedos tendrá un gran impacto en el balance de masa. Ello podría generar diferencias en la acumulación en los meses de otoño e invierno, donde el cambio de temperatura detectado en este trabajo puede generar que la precipitación pase de estado liquido a solido, aumentando la acumulación. Esto puede ser especialmente importante en la primera parte de otoño y hacia el final de la primavera, donde las temperaturas en mayor altitud se encuentran más cercanas al rango  $-1$  a  $2$  [°C]. Este efecto parece ser más importante para el impacto en el balance de masa glaciar respecto al hecho de que

aumente la precipitación anual en los meses del invierno como sucede en el PI respecto al HM.

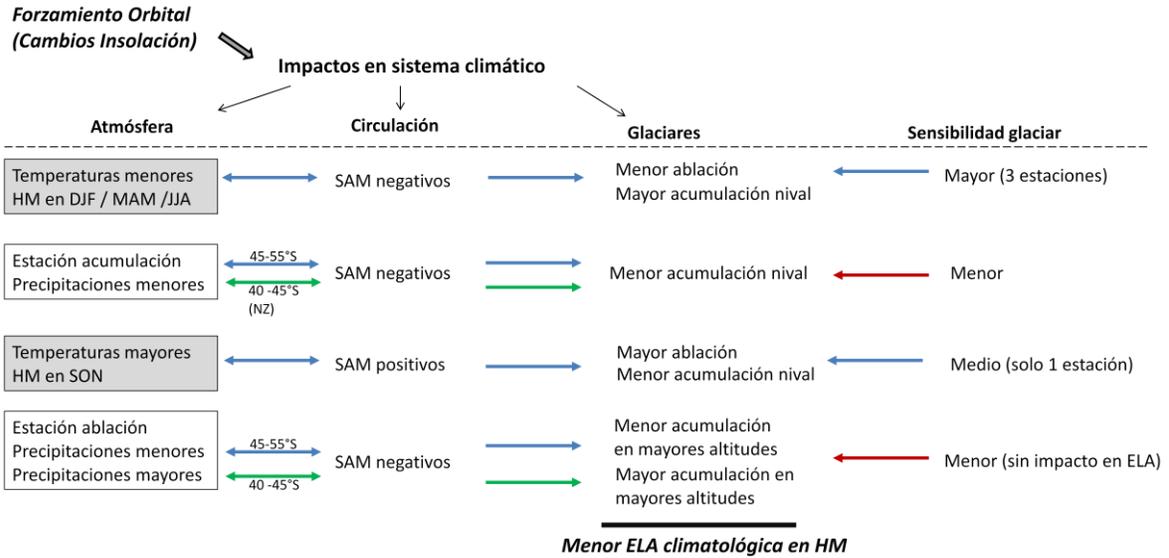


**Figura 7.18.** Ciclo anual idealizado del balance de masa de glaciares templados en los Andes. Fuente: Rodbell et al. (2009).

## 7.5. Esquema final de la relación clima-respuesta glaciar

Las diferencias climáticas, la sensibilidad de los glaciares y la comparación de ELA entre periodos permite construir un esquema de la respuesta glaciar asociado a las condiciones climáticas. Este se aprecia cualitativamente en la **Figura 7.19** donde el resultado final indica una menor ELA climatológica en el HM respecto al PI. Se incluyen además ciertas incertezas asociadas a los cambios en las precipitaciones que sin embargo tienen escaso impacto en la respuesta glaciar, así como tampoco se incluye la respuesta diferenciada entre vertientes de ambas cordilleras (Ackerley et al., 2013; Garreaud et al., 2013). Básicamente el factor más importante es la diferencia de temperatura. Las condiciones más frías en tres estaciones durante el HM son suficientes para tener un cambio de ELA significativa. El hecho de que SON sea más cálido en el HM no es suficiente aunque puede producir un efecto atenuador en el resultado final.

Si comparamos con las condiciones actuales se debe agregar como forzamiento, la cantidad de gases de efecto invernadero, por ejemplo el CO<sub>2</sub>. Finalmente existe otra serie de impactos que no se incluyen. Primero los asociados a las condiciones a escala sinóptica que han sido definidos por otros autores principalmente en Nueva Zelandia (Ackerley et al., 2011) y segundo a cambios geomorfológicos en el paisaje como por ejemplo la construcción de morrenas debido al avance glaciar.



**Figura 7.19. Esquema de la respuesta glaciar asociado a las diferencias climáticas entre el HM y el PI. Cuadros grises indican cambios significativos ( $p \leq 0.05$ ). Líneas azules indican relación directa y verdes relación inversa. Líneas rojas indican impactos menores sobre el balance de masa glaciar derivados del análisis de sensibilidad.**

## 8. Conclusiones

Los resultados del modelo de balance de masa glaciar forzado con los modelos PMIP2, muestran condiciones propicias para la existencia de una ELA más baja en el HM respecto al PI en latitudes medias del Hemisferio Sur. Especialmente existe consistencia en la respuesta de la ELA climatológica ya que en todo el dominio analizado se obtiene la misma señal. El principal forzante del comportamiento de la ELA climatológica corresponde a la diferencia de temperatura del aire, debido a que se detectaron condiciones significativamente más frías ( $p \leq 0.05$ ) en DJF, MAM y JJA en el HM respecto al PI, ello en respuesta a los cambios de insolación por las diferencias orbitales. Además los glaciares presentan en general, una mayor sensibilidad a los cambios de temperatura respecto al cambio en las precipitaciones, la cual además no muestran cambios significativos, aunque una leve mayor cantidad de precipitaciones en el HM a nivel anual.

Los cambios de temperatura y precipitación se relacionan a las diferencias orbitales entre el HM y el PI, que además se traducen en cambios en la fase de los eventos SAM, el cual se encuentra relacionado principalmente a la temperatura. En SON el mayor número de SAM positivos se asocian a mayores temperaturas en el HM respecto al PI en todas las regiones, mientras en DJF, MAM y JJA el mayor número de SAM negativos se asocian a menores temperaturas en el HM respecto al PI. Existe una relación de SAM con los vientos del oeste y por ende con las precipitaciones. Esta presenta una mayor diferencia espacial que se traduce en que SAM positivos están asociados a mayores precipitaciones al sur de los  $\sim 45^\circ\text{S}$ . Mayores precipitaciones son visibles en el invierno en el PI respecto al HM, sin embargo, el impacto de SAM asociado a las precipitaciones no es del todo bien representado debido a la generalización del relieve en los modelos PMIP2 lo cual minimiza el impacto del efecto orográfico en las precipitaciones.

En cuanto al valor absoluto de la ELA obtenido en este trabajo y de acuerdo a las comparaciones realizadas, se estima que el lado oriental en ambas cordilleras no es bien representado debido a la subestimación del gradiente de la ELA entre ambas vertientes tanto en los Alpes del Sur como en los Andes de Patagonia. Ello respondería a la mala representación de los gradientes de temperatura y precipitación por generalización de ambas cordilleras en los modelos PMIP2.

Sin embargo lo anterior, se estima que el modelo de balance de masa glaciar capta, a través de la determinación de la ELA, la respuesta glaciar a las diferencias climáticas entre ambos periodos. Esto se traduce, desde el punto de vista glaciológico, en que las diferencias de temperatura entre el HM y el PI, generan un doble efecto en el balance de masa glaciar y por ende en el valor de la ELA respectivo. Primero durante el HM, en verano y comienzos de otoño, menos

energía hay disponible para el derretimiento y segundo, en otoño y probablemente finales del invierno, la menor temperatura determina una mayor porción de precipitación nival respecto a lluvia, lo cual define una mayor acumulación en el HM respecto al PI.

Desde el punto de vista paleoclimático se ha propuesto que la longitud glaciaria es mayor en el HM respecto al PI, lo cual puede ser un indicio de que los glaciares no tuvieron necesariamente su mayor magnitud en la Pequeña Edad del Hielo durante el Holoceno (asumiendo que el PI es análogo a la PEH). Dado que el factor principal la diferencia entre HM y PI es la temperatura del aire, la respuesta glaciaria al clima no es necesariamente siempre un indicio de cambios en las precipitaciones, lo cual debe considerarse en la reconstrucción paleoclimática sobre la base de registros morrénicos.

Se ha podido determinar además que tanto los glaciares en el HM como en el PI presentaban ELAs climatológicas más bajas que la actualidad y por ende una mayor superficie glaciaria, posiblemente debido al aumento sostenido de gases de efecto invernadero, especialmente el CO<sub>2</sub>, que determinan mayores temperaturas. Estas diferencias no solo se traducen en reducción de la superficie sino también en un aumento de la variabilidad interanual en la oscilación de la ELA.

Este tipo de modelo de balance de masa permite relacionar las condiciones climáticas con la respuesta glaciaria, por lo que representa una buena herramienta no solo para condiciones paleoglaciológicas sino también para proyectar cambios en el futuro, determinar aumento del nivel del mar, disponibilidad de recursos hídricos asociados a glaciares en zonas de escasez y conflicto, etc. En este sentido es posible aplicar este modelo a datos, por ejemplo, de los modelos CMIP5 que proyectan las condiciones climáticas hacia fines del presente siglo. Un trabajo de mayor detalle en el *downscaling* de los datos de los modelos PMIP2 (u otros) es necesario para conseguir mejores resultados en cuanto a la reconstrucción de los glaciares en una escala espacial de mayor detalle, lo cual escapa a los objetivos de este trabajo. Sin embargo lo anterior, la escasez de observaciones meteorológicas que ayuden a mejorar la representación de los modelos globales, principalmente en Patagonia y en altura, sigue siendo uno de los grandes limitantes para analizar respuestas glaciares asociados a los cambios climáticos.

### ***Trabajo Futuro***

En primera instancia se plantea que este trabajo puede ser actualizado con los datos más recientes de la iniciativa PMIP3, la cual actualmente está publicando en línea los datos diarios de los distintos modelos. En este sentido sería interesante analizar otros modos de variabilidad a gran escala sobre el Pacífico

Sur que se relacionan a condiciones climáticas y por ende a la respuesta glaciár.

Un siguiente paso a considerar es utilizar modelos de flujo de hielo que permitan la reconstrucción real de los glaciáres. Sin embargo esto debe hacerse en una escala espacial de mayor detalle. A este respecto, se proponen los glaciáres de las zonas en ambas regiones donde existan registros geomorfológicos. Asociado a esto se propone mejorar las parametrizaciones especialmente asociadas a las precipitaciones. Debido a la falta de datos de estaciones meteorológicas en altitud, un acercamiento podría realizarse a través de *downscaling* dinámico de los datos de precipitación.

Finalmente se puede utilizar otros modelos con otras parametrizaciones incluidas. Un ejemplo puede ser integrar al balance de masa glaciár, un modelo de balance de energía, el cual sin embargo depende de los datos de salida de los modelos globales.

## 9. Referencias

- Abarzúa, A., C. Villagrán & P. Moreno. 2004. Deglacial and postglacial climate history in east central Isla Grande de Chiloe, Southern Chile (43°S). *Quaternary Research* 62: 49 – 59.
- Ackerley, D. & A. Renwick. 2010. The Southern Hemisphere semiannual oscillation and circulation variability during the Mid-Holocene. *Climate of the Past* 6: 415 – 430.
- Ackerley, D., A. Lorrey, J. Renwick, S. Phipps, S. Wagner, S. Dean, J. Singarayer, P. Valdes, A. Abe-Ouchi, R. Ohgaito & J. Jones. 2011. Using synoptic type analysis to understand New Zealand climate during the Mid-Holocene. *Climate of the Past* 7: 1189 – 1207.
- Ackerley, D., A. Lorrey, J. Renwick, S. Phipps, S. Wagner & A. Fowler. 2013. High resolution modelling of mid-Holocene New Zealand climate at 6000 yr BP. *The Holocene* 23(9): 1272 – 1285.
- Anderson, B. & A. Mackintosh. 2006. Temperature change is the major driver of late-glacial and Holocene glacier fluctuations in New Zealand. *Geology* 34(2):121 – 124.
- Anderson, B. & A. Mackintosh. 2012. Controls on mass balance sensitivity of maritime glaciers in the Southern Alps, New Zealand: The role of debris cover. *Journal of Geophysical Research* 117.
- Anderson, B., W. Lawson, I. Owen & B. Goodsell. 2006. Past and future mass balance of 'Ka Roimata o Hine Hukatere' Franz Josef Glacier, New Zealand. *Journal of Glaciology* 52(179): 597 – 607.
- Anderson, B., A. Mackintosh, D. Stumm, L. George, T. Kerr, A. Winter-Billington & S. Fitzsimons. 2010. Climate sensitivity of a high-precipitation glacier in New Zealand. *Journal of Glaciology* 56 (195): 114 – 128.
- Anderson, L., G. Roe & R. Anderson. 2014. The effects of interannual climate variability on the moraine record. *Geology* 42: 55 – 58.
- Aniya, M. 1995. Holocene glacial chronology in Patagonia: Tyndall and Upsala glaciers. *Arctic and Alpine Research* 27: 311 – 322.
- Bakke, J. & A. Nesje. 2011. Equilibrium-line altitude (ELA). En *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*, ed. Singh, V., Singh, P. y Haritashya, U.K., Springer. pp 268 – 277.
- Benn, D & D. Evans, 2010. *Glaciers & Glaciation* 2<sup>nd</sup> ed. Hodder Education. 802 pp.
- Bown, F., A. Rivera, P. Zenteno, C. Bravo & F. Cawkwell. *In press*. First glacier inventory and recent glacier variations of Isla Grande de Tierra del Fuego and Islands in southern Chile. En J. Kargel, G. Leonard, M. Bishop, A. Kaab & B. Raup (eds) *Global Land Ice Measurements from Space*. Ed. Springer Praxis.
- Braconnot, P. & 20 others. 2007. Results of PMIP2 coupled simulations of the Mid-

Holocene and Last Glacial Maximum – Part 1: experiments and large-scale features. *Climate of the Past* 3: 261 – 277.

Braithwaite, R. 1984. Can the mass balance of a glacier be estimated from its equilibrium line altitude? *Journal of Glaciology* 30(106): 364 – 368.

Braithwaite, R. & Y. Zhang. 2000. Sensitivity of mass balance of five Swiss glaciers to temperature change assessed by tuning a degree-day model. *Journal of Glaciology* 46(152): 7 – 14.

Braithwaite, R. 2011. Degree-Days. En *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*, ed. Singh, V., Singh, P. y Haritashya, U.K., Springer. pp 196 – 199.

Bravo, C. 2008. Reconstrucción de sistemas glaciares en el volcán Villarrica, Región de Los Lagos, Chile. Memoria para optar al Título de Geógrafo. Universidad de Chile. Profesor Guía Andrés Rivera.

Bravo, C. & R. Garreaud. 2011. El regimen nival en cuencas andinas de Chile central. 2<sup>do</sup> Congreso de Oceanografía Física, Meteorología y Clima del Pacífico Sudoriental. Resumen extendido. La Serena, Octubre, 2011.

Burrows, C., D. Bell & H. Grant. 2002. Two new radiocarbon ages for mid- and late-Aranui age valley-train deposits of the Franz Josef Glacier, Westland, New Zealand. *Journal of The Royal Society of New Zealand* 32(3): 415 – 425.

Casassa, G., J. Rodríguez & T. Loriaux. *In press*. A new glacier inventory for the Southern Patagonia Icefield and areal changes 1986 – 2000. En J. Kargel, G. Leonard, M. Bishop, A. Kaab & B. Raup (eds) *Global Land Ice Measurements from Space*. Ed. Springer Praxis.

Chinn, T. 1996. New Zealand glacier responses to climate change of the past century. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 39: 415 – 428.

Chinn, T. 2001. Distributions of the glacial water resources of New Zealand. *New Zealand Journal of Hydrology* 40: 139 – 187.

Chinn, T., C. Heydenrych & M. Salinger. 2005. Use of the ELA as a practical method of monitoring glacier response to climate in New Zealand's Southern Alps. *Journal of Glaciology* 51(172): 85 – 95.

Clapperton, C. & D. Sugden. 1988. Holocene glacier fluctuations in South America and Antarctica. *Quaternary Science Review* 7: 185 – 198.

Cook, K., X. Yang, C. Carter & B. Belcher. 2003. A modeling system for studying climate controls on mountain glaciers with application to the Patagonian Icefields. *Climatic Change* 56: 339 – 367.

Cuffey, K. & W. Patterson. 2010. *The Physics of Glaciers* 4<sup>th</sup> ed. 693 pp.

De Angelis, H. 2014. Hypsometry and sensitivity of the mass balance to change in equilibrium-line altitude: the case of the Southern Patagonia Icefield. *Journal of Glaciology* 60 (219): 14 – 28.

- Denton, G., Karlen, W., 1973. Holocene Climatic Variations: Their patterns and possible causes. *Quaternary Research*, 3: 155-205.
- DGF (Departamento de Geofísica, Universidad de Chile). 2006. Estudio de la variabilidad climática en Chile para el siglo XXI. Informe elaborado por el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile para CONAMA, 71 pp.
- Douglass, D., B. Singer, M. Kaplan, R. Ackert, D. Mickelson & M. Caffè. 2005. Evidence of early Holocene glacial advances in southern South America from cosmogenic surface-exposure dating. *Geology* 33(3): 237-240.
- Fitzharris, B., G. Clare & J. Renwick. 2007. Teleconnections between Andean and New Zealand glaciers. *Global and Planetary Change* 59: 159 – 174.
- Fletcher, M. & P. Moreno. 2011. Zonally symmetric changes in the strength and positions of the Southern Westerlies drove atmospheric CO<sub>2</sub> variations over the past 14 k.y. *Geology* 39: 419 – 422.
- Fletcher, M. & P. Moreno. 2012. Have the Southern Westerlies changes in a zonally symmetric manner over the last 14000 years? A hemisphere-wide take on a controversial problem. *Quaternary International* 254: 32 – 46.
- Garreaud, R. 2007. Precipitation and circulations covariability in the extratropics. *Journal of Climate* 20: 4789 – 4797.
- Garreaud, R., P. Lopez, M. Minvielle & M. Rojas. 2013. Large-Scale control on the Patagonian Climate. *Journal of Climate* 26: 215 – 230.
- Gellatly, A., T. Chinn, & F. Röthlisberger. 1988. Holocene glacier variation in New Zealand: a review. *Quaternary Science Review*, 7: 227-242.
- Gillet, N., T. Kell & P. Jones. 2006. Regional climate impacts of the Southern Annular Mode. *Geophysical Research Letters* 33.
- Gilli A., D. Ariztegui, F. Anselmetti, J. McKenzie, V. Markgraf, I. Hajdas & R. McCulloch. 2005. Mid-Holocene strengthening of the Southern westerlies in South America: sedimentological evidences from Lago Cardiel, Argentina (49°S). *Global and Planetary Change* 49: 75 – 93.
- Glasser, N., S. Harrison, V. Winchester & M. Aniya. 2004. Late Pleistocene and Holocene paleoclimate and glacier fluctuations in Patagonia. *Global and Planetary Change* 43: 79 – 101.
- Gomez, B., L. Carter, A. Orpin, K. Cobb, M. Page, N. Trustrum & A. Palmer. 2011. ENSO/SAM interactions during the middle and late Holocene. *The Holocene* 22(1): 23 – 30.
- Harrison, S., N. Glasser, G. Duller & K. Jansson. 2012. Early and mid-Holocene age for the Tempanos moraine, Laguna San Rafael, Patagonian Chile. *Quaternary Science Reviews* 31: 82 – 92-
- Hock, R. 2003. Temperature index melt modelling in mountains areas. *Journal of*

*Hydrology* 282: 104 – 115.

Hubbard, A. 1997. Modelling climate, topography and palaeoglacier fluctuations in the Chilean Andes. *Earth Surface Processes and Landforms* 22: 79 – 92.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). 2007. Climate change 2007. The physical science basis. Summary for Policymakers. Brussels. 18 pp.

Jóhannesson, T., O. Sigurdsson, T. Laumann & M. Kennet. 1995. Degree-day glacier mass-balance modelling with applications to glaciers in Iceland, Norway and Greenland. *Journal of Glaciology* 41(138): 345 – 358.

Kidston, J., J. Renwick & J. McGregor. 2009. Hemispheric-scale seasonality of the Southern Annular Mode and impacts on the climate of New Zealand. *Journal of Climate* 22: 4759 – 4770.

Koch, J. 2011. Holocene glacier fluctuations. En *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*, ed. Singh, V., Singh, P. y Haritashya, U.K., Springer. pp 525 – 529.

Koppes, M., H. Conway, L. Rasmussen & M. Chernos. 2011. Deriving mass balance and calving variations from reanalysis data and sparse observations, Glaciar San Rafael, northern Patagonia, 1950-2005. *The Cryosphere* 5: 791 – 808.

Kump, L., J. Kasting & R. Crane. 2010. *The Earth System*. 3 ed. 432 pp.

Lamont, G. T. Chinn & B. Fitzharris. 1999. Slopes of glacier ELAs in the Southern Alps of New Zealand in relation to atmospheric circulations patterns. *Global and Planetary Change* 22: 209 – 219.

Lamy, F., R. Killian, H. Arz, J. Francois, J. Kaiser, M. Prange & T. Steinke. 2010. Holocene changes in the position and intensity of the southern Westerly wind belt. *Nature Geosciences* 3: 695 – 699.

Lamy, F., D. Hebbeln, U. Roehl & G. Wefer. 2001. Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth and Planetary Science Letters* 185: 369 – 382.

Lorrey A., N. Fauchereau, C. Stanton, P. Chappell, S. Phipps, A. Mackintosh, J. Renwick, I. Goodwin & A. Fowler. 2013. The Little Ice Age climate of New Zealand reconstructed from Southern Alps cirque glaciers: a synoptic type approach. *Climate Dynamics*. DOI 10.1007/s00382-013-1876-8.

Li, X., G. Rapson & J. Flenley. 2008. Holocene vegetational and climatic history, Sponge Swamp, Haast, south-western New Zealand. *Quaternary International*, 184: 129 – 138.

Luckman, B. & R. Villalba. 2001. Assessing the synchronicity of glacier fluctuations in the western cordillera of the Americas during the last millenium. En: Markgraf, V. (Ed), *Interhemispheric Climate Linkages*. Ed. Academic Press, London, pp 119 – 140.

Mayewski, P. E. Rohling, J. Stager, W. Karlén, K. Maasch, L. Meeker, E. Meyerson, F. Gasse, S. Van Kreveld, K. Holmgren, J. Lee-Thorp, G. Rosqvist, F. Rack, M. Staubwasser,

- R. Schneider & E. Steig. 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62: 243 – 255.
- Marshall, G. 2003. Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. *Journal of Climate* 16: 4134 – 4143.
- McCormac, F, A. Hogg, P. Blackwell, C. Buck, T. Higham & P. Reimer. 2004. SHCal04 Southern Hemisphere Calibration 0 - 11.0 cal kyr BP. *Radiocarbon* 46: 1087-1092
- McKinnon, K., A. Mackintosh, B. Anderson & D. Barrel. 2012. The influence of sub-glacial bed evolution on ice extent: a model-based evaluation of the Last Glacial Maximum Pukaki glacier, New Zealand. *Quaternary Science Reviews* 57: 46 – 57.
- Melkonian, A., M. Willis, M. Pritchard, A. Rivera, F. Bown & S. Bernstein. 2013. Satellite-derived volume loss rates and glacier speeds for the Cordillera Darwin icefield, Chile. *The Cryosphere* 7: 823 – 839.
- Meneghini, B., I. Simmonds & I. Smith. 2007. Association between Australian rainfall and the Southern Annular Mode. *International Journal of Climatology* 27: 109 – 121.
- Mercer, J. 1976. Glacial history of southernmost South America. *Quaternary Research* 6: 125 – 166.
- Moreno P., J. Francois, R. Villa-Martinez & C. Moy. 2010. Covariability of the Southern Westerlies and atmospheric CO<sub>2</sub> during the Holocene. *Geology* 38(8): 727 -730.
- Napieralsky, J., Y. Li & J. Harbor. 2006. Comparing predicted and observed spatial boundaries of geologic phenomena: Automated Proximity and Conformity Analysis applied to ice sheet reconstructions. *Computers & Geosciences* 32: 124 – 134.
- Oerlemans, J. 2001. *Glaciers and Climate Change*. Ed. A.A. Balkema Publishers. Amsterdam. 148 pp.
- Osipov, E. 2004. Equilibrium-line altitudes on reconstructed LGM glaciers of the northwest Barguzinsky Ridge, Northern Baikal, Russia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 209: 219 – 226.
- Popovnin, V., T. Danilova & D. Petrakov. 1999. A pioneer mass balance estimate for a Patagonian glacier: Glaciar De Los Tres, Argentina. *Global and Planetary Change* 22: 255 – 267.
- Porter, S.C., Denton, G.H., 1967. Chronology of Neoglaciation in the North American Cordillera. *American Journal of Science*, 265: 177-210.
- Porter, S. 2000. Onset of Neoglaciation in Southern Hemisphere. *Journal of Quaternary Science* 15(4): 395 – 408.
- Prado, L., I. Wainer, C. Chiessi, M. Ledru & B. Turcq. 2013. A mid-Holocene climate reconstructions for eastern South America. *Climate of the Past* 9: 2117 – 2133.
- Putnam, A., J. Shaefer, G. Denton, D. Barrel, R. Finkel, B. Andersen, R. Schwartz, T. Chinn & A. Doughty. 2012. *Nature Geoscience* 5: 627 – 630.

- Radic, V. & R. Hock. 2006. Modeling future glacier mass balance and volume change using ERA-40 reanalysis and climate models: A sensitivity study at Storglaciären, Sweden. *Journal of Geophysical Research* 111.
- Radic, V. & R. Hock. 2011. Regionally differentiated contribution of mountain glaciers and ice caps to future sea-level rise. *Nature Geoscience* 4: 91 – 94.
- Reichert, B., L. Bengtsson & J. Oerlemans. 2002. Recent glacier retreat exceeds internal variability. *Journal of Climate* 15 (21): 3069 – 3081.
- Rivera, A. & G. Casassa. 1999. Volume change on glacier Pio XI, Patagonia: 1975-1995. *Global and Planetary Change* 22(1-4): 233 – 244.
- Rivera, A., F. Bown, G. Casassa, C. Acuña & J. Clavero. 2005. Glacier shrinkage and negative mass balance in the Chilean Lake District (40°S). *Hydrological Sciences Journal* 50(6): 963 – 974.
- Rivera, A., T. Benham, G. Casassa, J. Bamber & J. Dowdeswell. 2007. Ice elevation and areal changes of glaciers from the Northern Patagonia Icefield, Chile. *Global and Planetary Change* 59: 126 – 137.
- Rivera, A., F. Cakwell, C. Rada & C. Bravo. 2011. Hypsometry. In: Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers (Eds.) Singh, V.P., Haritashya, U.K. and Singh, P. pp . 551 – 554.
- Rivera, A., M. Koppes, C. Bravo & J.C. Aravena. 2012. Little ice age advance and retreat of Glaciar Jorge Montt, Chilean Patagonia. *Climate of the Past* 8: 403 - 414.
- Roe, G. 2011. What do glaciers tell us about climate variability and climate change?. *Journal of Glaciology* 57(203): 567 – 578.
- Rodbell, D., J. Smith & B. Mark. 2009. Glaciation in the Andes during Lateglacial and Holocene. *Quaternary Science Reviews* 28: 2165 – 2212.
- Rojas, M. & P. Moreno. 2011. Atmospheric circulation changes and neoglacial conditions in the Southern Hemisphere mid-latitudes: insights from PMIP2 simulation at 6 kr. *Climate Dynamics* 37: 357 – 375.
- Ruddiman, W. 2008. Earth´s Climate, Past and Future 2<sup>nd</sup> ed. Freeman and Cia. NY. 388 pp.
- Rupper, S. & G. Roe. 2008. Glacier change and regional climate: A mass and energy balance approach. *Journal of Climate* 21: 5384 – 5401.
- Rupper, S., G. Roe & A. Gillespie. 2009. Spatial patterns of Holocene glacier advance and retreat in Central Asia. *Quaternary Research* 72: 337 – 346.
- Rupper, S. & M. Koppes. 2010. Spatial patterns in Central Asia climate and equilibrium line altitude. *IOP Earth and Environmental Science* 9.
- Sagredo, E. & T. Lowell. 2012. Climatology of Andean glaciers: A framework to understand glacier response to climate change. *Global and Planetary Change* 86 – 87: 101 – 109.

- Shaefer, J., G. Denton, M. Kaplan, A. Putman, R. Finkel, D. Barrel, B. Anderson, R. Schwartz, A. Mackintosh, T. Chinn & C. Schluchter. 2009. High-frequency Holocene glacier fluctuation in New Zealand differs from the Northern signature. *Science* 324: 622-625.
- Siegert, M. 2001. Ice sheets and late quaternary environmental change. Ed. John Wiley & Sons. Chichester. 248 pp.
- Smith, R. & J. Evans. 2007. Orographic precipitation and water vapor fractionation over the Southern Andes. *Journal of Hydrometeorology* 8: 3 – 19.
- Solomina, O., W. Haeberli, C. Kull & G. Wiles. 2008: Historical and Holocene glacier-climate variations: General concepts and overview. *Global and Planetary Change* 60: 1 – 9.
- Strelin, J., G. Casassa, G. Rosqvist & P. Holmlund. 2008. Holocene glaciations in the Ema Glacier valley, Monte Sarmiento Massif, Tierra del Fuego. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 260 (3-4): 299 – 314.
- Varma, V., M. Prangel, U. Merkel, T. Kleinen, G. Lohmann, M. Pfeiffer, H. Renssen, A. Wagner, S. Wagner & M. Schulz. 2012. Holocene evolution of the Southern Hemisphere westerly winds in transient simulations with global climate models. *Climate of the Past* 8: 391 – 402.
- Villalba, R., J. Leiva, S. Rubulls, J. Suarez & L. Lenzano. 1990. Climate, tree-ring and glacial fluctuations in the río Frias valley, río Negro, Argentina. *Arctic and Alpine Research* 22 (3): 215 – 232.
- Wagner, S., M. Widmann, J. Jones, T. Haberzettl, A. Lücke, C. Mayr, C. Ohlendorf, F. Schäbitz & B. Zolitschka. 2007. Transient simulations, empirical reconstructions and forcing mechanisms for the mid-Holocene hydrological climate in southern Patagonia. *Climate Dynamics* 29:333 – 355.
- Wagner, S., I. Fast & F. Kaspar. 2012. Comparison of 20<sup>th</sup> century and pre-industrial climate over South America in regional climate models. *Climate of the Past* 8: 1599 – 1620.
- Waldmann N., D. Ariztegui, F. Anselmetti, J. Austin, C. Moy, C. Stern, C. Recasens & R Dunbar. 2009. Holocene climatic fluctuations and positioning of the Southern Hemisphere Westerlies in Tierra del Fuego (54°S), Patagonia. *Journal of Quaternary Science* 25(7): 1063 – 1075.
- Wanner, H., J. Beer, J. Butikofer, T. Crowley, U. Cubasch, J. Fluckiger, H. Goosse, M. Grosjean, F. Joos, J. Kaplan, M. Kuttel, S. Muller, C. Prentice, O. Solomina, T. Stocker, P. Tarasov, M. Wagner & M. Widmann. 2008. Mid-to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews* 27(19-20): 1791 - 1828.
- Wenzens, G. 1999. Fluctuations of outlet and valley glacier in the Southern Andes (Argentina) during the past 13.000 years. *Quaternary Research* 51: 238 – 247.

Wenzens, G. 2005. Glacier advances east of the Southern Andes between the Last Glacial Maximum and 5.000 BP compared with lake terraces of the endorrheic Lago Cardiel (49° S, Patagonia, Argentina). *Z. Geomorph. N. F.* 49(4): 433 – 454.

Willis, M., A. Melkonian, M. Pritchard & A. Rivera. 2012. Ice loss from the Southern Patagonian Ice Field, South America, between 2000 and 2012. *Geophysical Research Letters* 39 (16,17).

Willis, M., A. Melkonian, M. Pritchard & J. Ramage. 2012b. Ice loss rate at the Northern Patagonia Icefield derived using a decade of satellite remote sensing. *Remote Sensing of Environment* 117: 184 – 198.

Zheng, W., P. Braconnot, E. Guilyardi, U. Merkel & Y. Yu. 2008. ENSO at 6ka and 21ka from ocean-atmosphere coupled model simulations. *Climate Dynamics* 30: 745 – 762.