



**UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE ARQUITECTURA Y URBANISMO
ESCUELA DE POSTGRADO
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA**

Tesis para optar al grado de Magíster en Geografía

**Cambios climáticos en la Región de Los Lagos y respuestas
recientes del Glaciar Casa Pangué (41°08'S)**

Francisca Bown González

Profesor-Guía:
José Araya-Vergara

Santiago, Marzo de 2004

RESUMEN

Las temperaturas atmosféricas en la Región de Los Lagos (39°-42°S) presentaron tendencias divergentes durante la segunda mitad del siglo XX, al obtenerse temperaturas medias superficiales de las estaciones meteorológicas que mostraron tasas de enfriamiento entre $-0.014^{\circ}\text{C a}^{-1}$ y $-0.021^{\circ}\text{C a}^{-1}$, mientras que en la atmósfera superior entre los 850 y 300 hPa, registrada en la estación de radiosonda de Puerto Montt (41°26'S), se detectó el calentamiento troposférico entre los $0.019^{\circ}\text{C a}^{-1}$ y los $0.031^{\circ}\text{C a}^{-1}$, lo que está probablemente relacionado a la intensificación del efecto invernadero.

Entre 1961 y 2000, todas las estaciones meteorológicas regionales mostraron la tendencia a la disminución de las precipitaciones, presentándose una tasa máxima de -15 mm a^{-1} en la estación de Valdivia (39°38'S).

Los cambios climáticos en superficie, particularmente la reducción de la precipitación, parecen estar relacionados con el Fenómeno del Niño-Oscilación del Sur (ENSO), el que ha sido más frecuente en las dos últimas décadas.

Los glaciares ubicados en la Región de Los Lagos han experimentado durante las recientes décadas un significativo retroceso frontal, lo que se presenta como una respuesta asincrónica a la tendencia de enfriamiento observada en las temperaturas superficiales regionales, sin embargo, los cambios en la estructura vertical de la atmósfera, y como éstos pueden afectar a los glaciares es una materia aún poco estudiada.

Con el objeto de analizar respuestas glaciares específicas a los cambios climáticos, se han estudiado los cambios de espesor de hielo del Glaciar Casa Pangué (41°08'S), noroeste del Monte Tronador, mediante la comparación de Modelos Digitales de Elevación (DEMs) de diferentes fechas, generados de la topografía

superficial adquirida de la cartografía regular (IGM), fotografías aéreas verticales y una imagen satelital ASTER. El área analizada comprende parte de la zona de ablación, en una superficie de 0.52 km² ubicada a lo largo del gradiente altitudinal entre los 700 y los 1100 m. En el período de 37 años entre 1961 y 1998, la tasa media de adelgazamiento es de $-2.3 \pm 0.6 \text{ m a}^{-1}$. La tendencia de adelgazamiento se encontraba acelerando entre 1981 y 1998 cuando se obtuvo una tasa un 50% superior de $-3.6 \pm 0.6 \text{ m a}^{-1}$. Asimismo, el retroceso frontal del Casa Pangué a partir de los años ochenta alcanzó un notorio incremento a -52 m a^{-1} (RIVERA *et al*, 2002).

El ascenso de la línea de equilibrio en las últimas décadas, en respuesta al calentamiento troposférico y la reducción de las precipitaciones, ha disminuido el área de acumulación o la acumulación neta. En este contexto, la aceleración del adelgazamiento, retroceso y pérdida de superficie observado en el Casa Pangué, indica que el glaciar experimenta balances de masa negativos durante las décadas recientes donde los factores climáticos clave son el aumento de las temperaturas troposféricas y la reducción de las precipitaciones.

La mayor parte de los estudios glaciológicos recientes sobre los glaciares andinos se han concentrado en las variaciones frontales, sin embargo, de manera de mejorar nuestro entendimiento respecto de las respuestas glaciares a los cambios climáticos en la escala regional, son necesarios nuevos antecedentes, especialmente de las zonas de acumulación.

Palabras clave: cambio climático, efecto invernadero, ENSO, línea de equilibrio, adelgazamiento, retroceso frontal.

ABSTRACT

Atmospheric temperatures at the Chilean Lake District (39°-42°S) presented divergent trends during the second half of the 20th century, when mean surface temperatures obtained from several meteorological stations showed cooling rates between $-0.014^{\circ}\text{C a}^{-1}$ and $-0.021^{\circ}\text{C a}^{-1}$, whilst in the upper atmosphere between 850 and 300 hPa, registered at radiosonde station of Puerto Montt (41°26'S), the tropospheric warming between the $0.019^{\circ}\text{C a}^{-1}$ and $0.031^{\circ}\text{C a}^{-1}$ was detected, which is likely related to an intensification of the greenhouse effect.

Between 1961 and 2000, all regional meteorological stations showed the precipitation decreasing trend, being presented a maximum rate of -15 mm a^{-1} at Valdivia station (39°38'S).

Surface climatic changes, particularly the precipitation reduction trend, seem to be related to El Niño-Southern Oscillation (ENSO) phenomena, which has been more frequent in the last two decades.

Glaciers located within the Chilean Lake District have experienced during recent decades significant frontal retreats, which is presented as an out of phase response to the cooling trend observed in regional surface temperatures, however, very little is known about upper atmosphere changes and how they can affect the glaciers.

In order to analyse the specific glacier response to the observed climate changes, ice thickness changes of Glaciar Casa Pangué (41°08'S), northwestern slope of Mount Tronador, were studied, by comparing Digital Elevation Models (DEMs) from different dates, generated of the surface topography acquired from the regular cartography (IGM), vertical aerial photographs and one ASTER satellite image. The surveyed area lies within the ablation zone, on an ice surface of 0.52 km^2 along the elevation gradient ranging between the 700 and 1100 m.a.s.l. In the 37 year-period between

1961 to 1998, the mean thinning rate is of $-2.3 \pm 0.6 \text{ m a}^{-1}$. The thinning trend was accelerating between 1981 and 1998 when a 50% higher thinning rate of $-3.6 \pm 0.6 \text{ m a}^{-1}$ was obtained. Also, frontal retreat of Casa Pangué from the eighties reached a significant increase to -52 m a^{-1} (RIVERA *et al*, 2002).

The equilibrium line elevation in the last decades, in response to the troposphere warming and the reduction of precipitations, has reduced the accumulation area or net accumulation. In this context, the high and accelerated ice thinning, frontal retreat and surface loss observed at Glaciar Casa Pangué, indicate that the glacier has been suffering negative mass balances during recent decades where the key climatic factors are the increase in tropospheric temperatures and the reduction of precipitations.

Most of recent glaciological studies regarding Andean glaciers have concentrated on low altitude changes namely frontal variations, however, in order to improve our understanding of the regional glacier responses to climatic changes, new data are necessary, especially from the accumulation areas.

Keywords: climate change, greenhouse effect, ENSO, equilibrium line, ice thinning, frontal retreat.

AGRADECIMIENTOS

En el transcurso de esta investigación, ha sido muy grato para mí, la participación de quienes han colaborado de uno u otro modo en este trabajo. Agradezco a las instituciones y académicos que me han procurado a través de su experiencia y su apoyo profesional, económico y personal.

En primer lugar a mi profesor guía, don José Araya-Vergara, por su orientación e ímpetu científico en la dirección de esta tesis.

Sinceramente gracias a Hugo Romero, por su apoyo en los aspectos climáticos del problema en estudio, y Andrés Rivera, quien orientó el análisis glaciológico y las metodologías aplicadas en esta investigación.

Este trabajo contó con el apoyo del proyecto FONDECYT 1000445 “Cambios climáticos durante los últimos 1,000 años en los Andes del Sur de Chile (41°/51°S) a partir de anillos de crecimiento, fluctuaciones glaciares y documentos históricos” y el Departamento de Postgrado y Postítulo de la Universidad de Chile bajo beca N°50/2001, lo que permitió financiar la asistencia al symposium de Percepción Remota en College Park, Maryland, USA, y el curso de glaciología en Karthaus, Italia.

Un agradecimiento especial a Antonio Lara y Alexia Wolodarsky, Instituto de Silvicultura de la Universidad Austral, y Juan Carlos Aravena, Facultad de Ciencias de la Universidad de Chile, por todas las sugerencias y alcances en el tema de estudio.

Los puntos de control de los modelos esteroscópicos fueron monitoreados por el Instituto Geográfico Militar (IGM). Se agradece a su director, General Pablo Gran

López, y Teniente Coronel Rodrigo Barriga Vargas, Sudirector de Ingeniería, por el acceso a esa información.

Al Centro de Estudios Científicos de Valdivia (CECS), por el patrocinio para asistir al Symposium en Balance de Masa de Glaciares Andinos. A Gino Casassa, Jefe del Laboratorio de Glaciología y Cambio Climático, por su apoyo en el monitoreo del Casa Pangue y Henry Brecher (Ohio State University), quien restituyó los modelos fotogramétricos y midió puntos de control para el ajuste de las bandas ASTER.

Gracias también a los académicos del Departamento de Geografía, que colaboraron amablemente de distintas formas en mi trabajo, a Francisco Ferrando, Jorge Ortiz, María Victoria Soto y Carmen Paz Castro. Así también, al personal administrativo, Carmen Cornejo, Alicia Rojas y Leontina Segura. A mis compañeros del Laboratorio de Glaciología, Fernando Ordenes y Alfonso Fernández, por su colaboración con la cartografía del trabajo. A Iván Barría, por su apoyo en el análisis digital de las imágenes.

Jorge Carrasco y Juan Quintana, Dirección Meteorológica de Chile, estuvieron siempre accequibles a mis consultas, al igual que Patricio Aceituno, Benjamín Rosenblüth y Rodrigo Sánchez, Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile.

Finalmente, agradezco en lo personal, a mis padres y hermanas, por su amor y fe en el transcurso de la etapa que hoy finalizo.

INDICE DE CONTENIDOS

RESUMEN	i
AGRADECIMIENTOS	v
INDICE DE CONTENIDOS	vii
INDICE DE FIGURAS, TABLAS Y ECUACIONES	x
I. INTRODUCCION	1
1.1 Presentación del problema	2
1.2 Planteamiento teórico	4
1.2.1 Climatología	4
1.2.1.1 <i>Calentamiento climático global y efecto invernadero</i>	4
1.2.1.2 <i>Fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENSO)</i>	5
1.2.1.3 <i>Cambios climáticos en Chile</i>	7
• Temperaturas.....	7
• Precipitaciones.....	11
1.2.2 Glaciología	12
1.2.2.1 <i>Balance de masa glaciar y línea de equilibrio</i>	12
1.2.2.2 <i>Variaciones de glaciares en Chile y su relación con los cambios climáticos</i>	16
• Balance de masa y cambios de espesor.....	16
• Variaciones frontales.....	16
1.3 Objetivos	20
1.4 Area de estudio	20
1.5 Hipótesis y método	25

1.5.1	Hipótesis	25
1.5.2	Método	25
	1.5.2.1 <i>Recopilación, corrección y análisis de datos climáticos</i>	25
	• Recopilación y corrección de registros instrumentales.....	25
	• Estadística descriptiva, normalización y regresión lineal.....	27
	• Análisis multivariado, suavización exponencial y media móvil.....	29
	1.5.2.2 <i>Análisis de variaciones glaciares</i>	31
	• Generación de Modelos Digitales de Elevación.....	31
	• Método indirecto, homogeneización de parámetros raster y resta aritmética.....	41
	• Evaluación de errores.....	43
	• Cálculo de tasas anuales.....	45
	• Revisión de variaciones frontales.....	45
	• Cálculo de la Altura de la Línea de Equilibrio (ALE)	46
II.	RESULTADOS	47
2.1	Cambios climáticos en la Región de Los Lagos	47
2.1.1	<i>Cambios climáticos en superficie e Índice Multivariado ENSO</i>	47
	2.1.1.1 <i>Temperaturas</i>	47
	• Temperaturas medias.....	47
	• Temperaturas extremas.....	49
	2.1.1.2 <i>Precipitaciones</i>	52
2.1.2	<i>Efecto Invernadero</i>	56
	2.1.2.1 <i>Anomalías térmicas</i>	56
	2.1.2.2 <i>Índice “Z”</i>	58
2.1.3	<i>Frecuencia de años térmicamente extremos</i>	60
2.1.4	<i>Migración de la isoterma de 0°C</i>	62

2.2	Respuestas del Glaciar Casa Pangué	65
2.2.1	Migración de la Altura de la Línea de Equilibrio (ALE)	65
2.2.1.1	<i>Antecedentes de la línea de nieves en el Monte Tronador</i>	65
2.2.1.2	<i>Características hipsométricas del Glaciar Casa Pangué</i>	66
2.2.1.3	<i>ALE y curva hipsométrica</i>	72
2.2.2	Cambios de espesor de hielo	75
2.2.2.1	<i>Error vertical de los modelos</i>	75
2.2.2.2	<i>Error horizontal de los modelos</i>	76
2.2.2.3	<i>Cambio de espesor neto</i>	77
2.2.2.4	<i>Cambio de espesor anual</i>	84
2.2.3	Variación frontal	88
III.	DISCUSION	93
3.1	Variabilidad climática	93
3.2	Cambio climático, línea de equilibrio y balance de masa	95
3.3	Respuesta glacial	97
IV.	CONCLUSIONES	100
V.	REFERENCIAS	102

INDICE DE FIGURAS, TABLAS Y ECUACIONES

Figuras

Figura 1	Índice multivariado de la Oscilación del Sur, en que valores positivos corresponden a la fase negativa o cálida, y valores negativos corresponden a la fase positiva o fría (WOLTER & TIMLIN, 1998).....	7
Figura 2	Localización de estaciones meteorológicas en Chile.....	10
Figura 3	Localización de glaciares en Chile.....	19
Figura 4	Mapa de ubicación de la Región de Los Lagos y estaciones meteorológicas analizadas en el texto.....	23
Figura 5	Mapa de ubicación del Monte Tronador y sus glaciares principales.....	24
Figura 6	Fotografía del levantamiento aerofotogramétrico OEA (1961).....	33
Figura 7	Fotografía del levantamiento aerofotogramétrico SAF (1981).....	35
Figura 8	Fotografía del levantamiento aerofotogramétrico GEOTEC (1998).....	36
Figura 9	Imagen ASTER falso color (composición bandas 1, 2 y 3N) del 09-IV-2003....	38
Figura 10	Área y perfil topográfico para los cambios de espesor del Glaciar Casa Pangué.....	42
Figura 11	Área de aplicación de “jack-nifing”.....	44
Figura 12	Compuesto de temperaturas medias anuales en la Región de Los Lagos (rojo) e Índice Multivariado ENSO (negro). La línea suavizada representa la tendencia con un filtro exponencial de 0.25.....	49
Figura 13	Compuesto de temperaturas extremas anuales de Temuco-Puerto Montt (rojo) e Índice Multivariado ENSO (negro). La línea suavizada representa la tendencia con un filtro exponencial de 0.25.....	51
Figura 14	Precipitaciones totales anuales y estivales en la estación de Puerto Montt (azul), Índice Multivariado ENSO (negro) y coeficiente de correlación (r). La línea suavizada representa la tendencia con un filtro exponencial de 0.11.....	55

Figura 15 Compuesto de temperaturas medias anuales de niveles troposféricos (rojo) y medias de verano de niveles estratosféricos (azul) en radiosonda de Puerto Montt. La línea suavizada representa la tendencia con un filtro exponencial de 0.25.....	58
Figura 16 Índice “Z” en radiosonda de Puerto Montt. La línea suavizada representa la tendencia con un filtro exponencial de 0.25.....	60
Figura 17 Frecuencia de años fríos, normales y cálidos en niveles troposféricos del radiosonda de Puerto Montt.....	61
Figura 18 Tendencia de la isoterma anual de 0°C en radiosonda de Puerto Montt. La línea suavizada representa una media móvil cada 5 años.....	63
Figura 19 Tendencia de la isoterma de 0°C estacional en radiosonda de Puerto Montt. La línea suavizada representa una media móvil cada 5 años.....	64
Figura 20 DEM de elevaciones del Glaciar Casa Pangue en 1961.....	68
Figura 21 DEM de pendientes del Glaciar Casa Pangue en 1961.....	70
Figura 22 DEM de exposición del Glaciar Casa Pangue en 1961.....	71
Figura 23 Curva hipsométrica del Glaciar Casa Pangue y altura de la línea de equilibrio (ALE) en los últimos 40 años.....	74
Figura 24 Cambio de espesor neto del Glaciar Casa Pangue entre 1961 y 1981.....	79
Figura 25 Cambio de espesor neto del Glaciar Casa Pangue entre 1981 y 1998.....	80
Figura 26 Cambio de espesor neto del Glaciar Casa Pangue entre 1981 y 2003.....	81
Figura 27 Cambio de espesor neto del Glaciar Casa Pangue entre 1961 y 1998.....	82
Figura 28 Cambio de espesor neto del Glaciar Casa Pangue entre 1961 y 2003.....	83
Figura 29 Cambio de espesor anual del Glaciar Casa Pangue entre 1961 y 1998.....	85
Figura 30 Cambio de espesor anual del Glaciar Casa Pangue entre 1961 y 2003.....	87
Figura 31 Imagen ASTER falso color (bandas 1, 2 y 3N) y posición frontal del Casa Pangue en las últimas cuatro décadas (RIVERA <i>et al</i> , 2002).....	91
Figura 32 (a) El Tronador desde el Casa Pangue en 1911. El frente del glaciar se encuentra encerrado por el círculo (REICHERT, 1927). (b) El Tronador desde la misma ubicación en el año 2000 (Foto de Ricardo Villalba, CRICYT, Mendoza).....	92

Tablas

Tabla 1	Estaciones meteorológicas (DMC) empleadas en este trabajo.	26
Tabla 2	Niveles de altura geopotencial del radiosonda de Puerto Montt (DMC) recopilados en este trabajo.....	27
Tabla 3	Características de la carta regular “Monte Tronador” (IGM).....	31
Tabla 4	Nuevos levantamientos aerofotogramétricos en el área de estudio.....	34
Tabla 5	Puntos de control generados por el Instituto Geográfico Militar en levantamientos SAF y GEOTEC. Sistema de coordenadas UTM, datum PSAD56, zona 19S (Elipsoide Internacional 1924).....	37
Tabla 6	Características del instrumento ASTER (GAO & LIU, 2001).....	39
Tabla 7	Puntos de control utilizados para ajuste de bandas 3N y 3B. Sistemas de coordenadas UTM, datum PSAD56, zona 19S (Elipsoide Internacional 1924).....	40
Tabla 8	Tendencia ($^{\circ}\text{C a}^{-1}$) de las temperaturas medias anuales en la Región de Los Lagos.....	48
Tabla 9	Tendencia ($^{\circ}\text{C a}^{-1}$) de las temperaturas medias estacionales en la Región de Los Lagos.....	48
Tabla 10	Tendencia ($^{\circ}\text{C a}^{-1}$) de las temperaturas extremas anuales en Temuco y Puerto Montt.....	50
Tabla 11	Tendencia (mm a^{-1}) de las precipitaciones anuales en la Región de Los Lagos.....	52
Tabla 12	Tendencia (mm a^{-1}) de las precipitaciones estacionales en la Región de Los Lagos.....	53
Tabla 13	Tendencia ($^{\circ}\text{C a}^{-1}$) de las temperaturas medias anuales y estacionales en el radiosonda de Puerto Montt.....	57
Tabla 14	Años cálidos y fríos en el radiosonda de Puerto Montt desde 1958.....	61
Tabla 15	Altura media y tendencia (m a^{-1}) de la isoterma de 0°C anual, de verano e invierno entre 1958 y 2000.....	62
Tabla 16	Altura de la línea de nieves en el Monte Tronador según diferentes autores....	66

Tabla 17	Clases altitudinales del Glaciar Casa Pangué en 1961 cada 500 metros con “IDW” y “TIN”.....	67
Tabla 18	Altura de la Línea de Equilibrio (m) del Casa Pangué.....	72
Tabla 19	Errores verticales (m) asociados a la generación de DEMs.....	76
Tabla 20	Constantes y parámetros de conversión de datum PSAD 1956 a WGS 1984 (NIMA, 1997).....	76
Tabla 21	Días julianos entre fechas de adquisición de DEMs, cambios de espesor de hielo del Glaciar Casa Pangué y error vertical RMS combinado.....	77
Tabla 22	Variaciones frontales y areales del Glaciar Casa Pangué (RIVERA <i>et al</i> , 2002). * Período 1961-1995.....	90

Ecuaciones

Normalización de series

$$z_t = \frac{x_t - \bar{x}}{\sigma}$$

(1).....27

donde	z_t	desviación estándar del año t
	x_t	media del año t
	\bar{x}	media de la serie de tiempo
	σ	desviación estándar de la serie de tiempo

Índice "Z" (KAROLY, 1987)

$$z_t = 1/\sigma \sqrt{\frac{T_t700}{\sigma_t700} + \frac{T_t500}{\sigma_t500} - \frac{T_t150}{\sigma_t150} - \frac{T_t100}{\sigma_t100}}$$

(2).....28

donde	z_t	índice normalizado en el año t,
	T_t	anomalía térmica en el año t,
	σ_t	desviación estándar en el año t
	$1/\sigma$	desviación estándar de la serie de valores z,
	700,...,100	niveles geopotenciales (hPa).

Ecuación de la recta de regresión

$$y_t = ax_t + b \quad t = 1, 2, \dots, N \quad (3).....29$$

donde	y_t	variable dependiente (temperatura) en el año t
	x_t	variable independiente (altura geopotencial) en el año t
	a,b	coeficientes de regresión

Primera componente (Análisis de componentes principales)

$$I1_t = a1*x1_t + a2*x2_t \dots + aN*xN_t \quad t = 1, 2, \dots, N \quad (4) \dots \dots \dots 29$$

donde $I1_t$ primera componente del conjunto de observaciones en el año t
 $a1, a2, \dots, aN$ ponderación de la variable
 $x1, x2, \dots, xN_t$ variable estandarizada en el año t

Filtro de suavización exponencial (ESSENWANGER, 1986)

$$y_t = cx_t + (1 - c)y_{t-1} \quad t = 2, 3, \dots, N \quad (5) \dots \dots \dots 30$$

$$z_t = cy_t + (1 - c)z_{t+1} \quad t = (N - 1), (N - 2), \dots, 2, 1 \quad (6) \dots \dots \dots 30$$

donde x_t serie climática
 y_t fase intermedia
 z_t fase final
 c coeficiente de suavización

Error cartografía Clase I (FALKNER, 1995)

$$E_c = c/3 \quad (7) \dots \dots \dots 43$$

donde E_c máximo error permitido para cartografía Clase I (m)
 c intervalo de curvas de nivel (m)

Tasas anuales (cambios de espesor y error RMS)

$$T = \Delta Z, E / N * 365 \quad (8) \dots\dots\dots 45$$

donde T tasa anual (m)
 $\Delta Z, E$ cambio de espesor, error (m)
 N n° días julianos entre fechas de adquisición de DEMs
 365 n° días año calendario

Altura de la Línea de Equilibrio (CONDOM, 2002)

$$ALE = 3427 - 1148(\log_{10}(P_p)) + Iso0^{\circ}C \quad (9) \dots\dots\dots 46$$

donde ALE Altura de la Línea de Equilibrio (m)
 P_p precipitación anual (mm/año)
 Iso0°C altura de la isoterma anual de 0°C (m)

I. INTRODUCCION

En el país, los glaciares se cuentan entre los recursos naturales menos estudiados, pese a ser considerados estratégicos para la economía en el mediano plazo (RIVERA & ACUÑA, 1997). Hasta ahora, la investigación glaciológica se desarrolló fundamentalmente en Patagonia, donde se encuentran las mayores masas de hielo temperado del Hemisferio Sur (RIVERA & CASASSA, 2000; CASASSA *et al*, 2000a).

Se estima que el aumento de las temperaturas y la disminución de las precipitaciones en el siglo XX han desempeñado un papel clave en el reciente comportamiento de los glaciares chilenos, detectándose una tendencia generalizada de retroceso frontal y adelgazamiento (CASASSA, 1995; CASASSA *et al*, 2000b; RIVERA *et al*, 2000a; RIVERA *et al*, 2002).

Según se señaló en la 1ª reunión del Taller de Trabajo de Balance de Masa en Glaciares Andinos, los programas sistemáticos de monitoreo glaciar constituyen una herramienta vital en el estudio de los recursos hídricos sólidos. En Chile central, éstos resultan fundamentales para la mantención de los caudales de estiaje, donde los aportes de la fusión y escorrentía glacial en períodos de sequía extrema pueden alcanzar hasta dos tercios del total (PEÑA & NAZARALA, 1987).

Luego del cambio de fase en el Índice de la Oscilación del Sur, las temperaturas superficiales en Chile han aumentado con tasas del doble de la tendencia secular. No obstante, pese a la tendencia general de calentamiento, entre las latitudes de Temuco y Puerto Montt persiste un enfriamiento atmosférico desde principios del siglo XX (ROSENBLÜTH *et al*, 1997), donde los glaciares mantienen altas tasas de retroceso frontal y la reducción de las superficies de hielo (RIVERA *et al*, 2000a).

En ese contexto, este trabajo analizó datos instrumentales de la atmósfera superficial y superior recopilados entre 1950 y 2000 en estaciones meteorológicas

ubicadas en la Región de Los Lagos (39°-42°S) con el objeto de estimar tendencias de temperatura y precipitación. Las estaciones meteorológicas aquí utilizadas son mantenidas por la Dirección Meteorológica de Chile (DMC).

Para relacionar los cambios climáticos con las variaciones de los glaciares, se determinó la Altura de la Línea de Equilibrio (ALE) mediante el empleo de datos meteorológicos a los 41°S, lo que permitió analizar la migración de dicha línea en el período de estudio. Las respuestas glaciares se analizaron mediante la detección de los cambios de espesor del glaciar Casa Pangué (41°08'S), margen norte del Monte Tronador, utilizando el método de análisis indirecto (KRIMMEL, 1999), revisándose además sus variaciones frontales recientes.

En este sentido, el trabajo tiene como objetivo fundamental analizar las series de temperaturas, tanto en superficie como en altura, y las precipitaciones en la Región de Los Lagos, de manera de comprender la respuesta glacial a los cambios climáticos, especialmente en relación con los cambios de espesor. Estos constituyen antecedentes inéditos en el futuro estudio de los glaciares ubicados en esta región del país.

1.1 Presentación del problema

A diferencia del calentamiento climático detectado en el resto del país, las estaciones meteorológicas en la Región de Los Lagos (39-42°S) indicaron el enfriamiento atmosférico durante el siglo XX, particularmente en Puerto Montt (41°26'S) donde las temperaturas superficiales disminuyeron $-0.022^{\circ}\text{C a}^{-1}$ entre 1933 y 1992. Esta tendencia se ha reducido a $-0.011^{\circ}\text{C a}^{-1}$ en los últimos treinta años, debido a la estabilización de las temperaturas mínimas (ROSENBLÜTH *et al*, 1997).

El descenso de las temperaturas ha prevalecido en los niveles inferiores de la

tropósfera de acuerdo al estudio de ACEITUNO *et al* (1993), en que el calentamiento troposférico en Puerto Montt hasta los años ochenta ha sido vinculado a la intensificación del efecto invernadero.

Las precipitaciones en Chile Central se encuentran asociadas al Fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENSO), con una relación positiva de la pluviometría y la temperatura superficial del mar entre los 32° y 38°S, mientras que al sur de los 38°S se presenta una correlación negativa durante la fase madura de El Niño debido a la migración estacional y reforzamiento del límite austral del anticiclón subtropical, con el consecuente bloqueo de los sistemas frontales, la principal fuente de precipitación para esta parte del país (RUTLLANT & FUENZALIDA, 1991). Como resultado, la disminución de la precipitación en verano durante la ocurrencia del Niño ha sido observada en la Región de Los Lagos (MONTECINOS, 1998; MONTECINOS & ACEITUNO, 2003).

Pese a la tendencia de enfriamiento atmosférico, los glaciares en la Región de Los Lagos han experimentado el retroceso frontal durante las recientes décadas tanto en la vertiente chilena occidental de Los Andes (RIVERA *et al*, 2000a) como en la argentina oriental (LEIVA, 1999; VILLALBA *et al*, 1990), lo que parece ser una respuesta glaciar asincrónica a los cambios en las temperaturas superficiales, sin embargo, muy poco se conoce sobre los cambios en la atmósfera superior y como pueden afectar a los glaciares.

La línea de nieves en Norpatagonia parece haber experimentado un ascenso en el curso del siglo XX (REICHERT, 1927; STEFFEN, 1944; LLIBOUTRY, 1956; RIVERA, 1989), pero no existen estimaciones actuales de la línea de equilibrio, cambios de espesor de hielo o los balances de masa glaciar. Los impactos del cambio climático en los volúmenes de hielo a nivel regional podrían resultar críticos en el siglo XXI, considerando los futuros escenarios de calentamiento atmosférico asociados a la emisión de gases invernadero (IPCC, 2001).

1.2 Planteamiento teórico

1.2.1 Climatología

1.2.1.1 Calentamiento climático global y efecto invernadero

El efecto invernadero es un fenómeno natural de calentamiento de la Tierra y la baja atmósfera por la energía solar (LINDZEN, 1990), no obstante, el incremento en las concentraciones antropogénicas de gases traza originan un forzante radiativo positivo que ha sido relacionado con un calentamiento mayor de la superficie terrestre. Se postula incluso, que las actuales y futuras emisiones de dióxido carbónico producirán un aumento de las temperaturas que no ha tenido precedentes durante los últimos 10,000 años (IPCC, 2001).

JONES (1994) observó, sin considerar los efectos del volcanismo y el fenómeno del Niño, que las temperaturas medias globales aumentaron $0.01^{\circ}\text{C a}^{-1}$ desde 1958, mientras que en el Hemisferio Sur éstas presentaron una tasa de calentamiento de $0.023^{\circ}\text{C a}^{-1}$ en el período 1967-86 (JONES, 1988).

No obstante, es poco probable que esto último obedezca exclusivamente a la intensificación antrópica del efecto invernadero, debido a las complejas interacciones entre el dióxido de carbono y el calentamiento atmosférico. En ese sentido, se ha planteado que los cambios en las temperaturas pueden estar determinados, en primer término, por el aumento de las temperaturas oceánicas (ELLSAESSER, 1983).

De modo indirecto, la emisión de gases invernadero se relaciona con la disminución de la oscilación térmica diaria, ocasionada por el aumento de la nubosidad (SALINGER & JONES, 1996). Al respecto, se ha constatado una variabilidad significativa de las temperaturas extremas globales desde los años cincuenta, en

que las mínimas se incrementaron a tasas tres veces mayores que las temperaturas máximas (KARL *et al*, 1993).

El mayor volumen de datos de radiosonda, luego del Año Geofísico Internacional en 1957, se tradujo en la renovación de los estudios sobre las temperaturas atmosféricas globales. Para el Hemisferio Sur, se ha documentado el aumento de las temperaturas troposféricas a razón de $0.011^{\circ}\text{C a}^{-1}$ a $0.024^{\circ}\text{C a}^{-1}$ entre 1958 y 1987, mientras que la estratósfera inferior presentó un enfriamiento de $-0.015^{\circ}\text{C a}^{-1}$ durante el mismo período (ANGELL, 1988; ANGELL & KORSHOVER, 1983).

Los modelos de circulación de la atmósfera han sugerido que la tendencia inversa entre la tropósfera y la estratósfera se debe al crecimiento de las emisiones de dióxido carbónico. Entre 1964 y 1985, KAROLY (1987) dió cuenta de ese patrón aplicando el Índice normalizado "Z" en 19 estaciones del Hemisferio Sur, donde la tendencia fluctúa de $0.02^{\circ}\text{C a}^{-1}$ a $0.06^{\circ}\text{C a}^{-1}$ a los 700 hPa y de $-0.02^{\circ}\text{C a}^{-1}$ a $-0.1^{\circ}\text{C a}^{-1}$ en el nivel estratosférico de los 50 hPa.

1.2.1.2 Fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENSO)

El Niño/Oscilación del Sur (ENSO) es un fenómeno global de interacción océano-atmosférico en la cuenca central del Pacífico, el que se manifiesta por la alternancia de los eventos "El Niño" y "La Niña", comúnmente representados por el Índice de la Oscilación del Sur (SOI), al describir la diferencia normalizada de presión a nivel del mar entre Tahíti y Darwin, en Australia (DIAZ & MARKGRAF, 2000).

El índice da cuenta de un evento El Niño, también denominado fase negativa o cálida, cuando la presión superficial es alta en Darwin y baja en Tahíti, caracterizada por vientos alisios debilitados en el Pacífico Ecuatorial y aguas anormalmente cálidas frente a las costas de Sudamérica. Por el contrario, la presión anormalmente

baja en Darwin y alta en Tahítí indican un evento La Niña o fase positiva/fría (DIAZ & MARKGRAF, 2000).

Así también, la Oscilación del Sur ha sido analizada desde la década de los cincuenta mediante el Índice Multivariado ENSO (WOLTER & TIMLIN, 1998), observándose la predominancia de la fase fría hasta los años setenta, y eventos cálidos en las dos décadas más recientes (**Figura 1**). Este evento de calentamiento y enfriamiento del Océano Pacífico en intervalos de 20-30 años se ha denominado Oscilación Decadal del Pacífico (GIESE *et al*, 2002).

Un evento El Niño ocurre cuando las anomalías de la Temperatura Superficial del Mar (TSM) en la región Niño 3.4 (120°/170°W, 5°/5°S) superan los +0.4°C, mientras que un evento La Niña equivale a anomalías por debajo de los -0.4°C, lo que ha sido registrado desde 1950 (TRENBERTH, 1997).

La fase inicial de un evento cálido se produce generalmente en el invierno austral, con anomalías positivas pequeñas de la TSM; actividad convectiva en el Pacífico ecuatorial central; altas presiones sobre Australia y bajas presiones en el Océano Pacífico. En el verano siguiente, el evento ha madurado y las anomalías de la TSM se incrementan (KAROLY, 1989).

Cabe agregar que los ciclos de la Oscilación del Sur han sido relacionados con un campo de anomalías barométricas en torno al extremo sur de Sudamérica (RENEWICK & REVELL, 1999). La mayor actividad convectiva en el Pacífico central, desde el sector próximo a la línea de fecha (180°), produciría un tren de ondas Rossby hacia el sureste en la tropósfera alta, manifestado por anomalías negativas en el sector occidental del Anticiclón del Pacífico Subtropical y un esquema de bloqueo anticiclónico al suroeste del cono sur de América (MONTECINOS, 1998).

Por su parte, las fluctuaciones históricas de la Oscilación del Sur han sido analizadas en VILLALBA (1994), detectándose estos patrones de teleconexión hemisférica a escala de tiempo milenial.

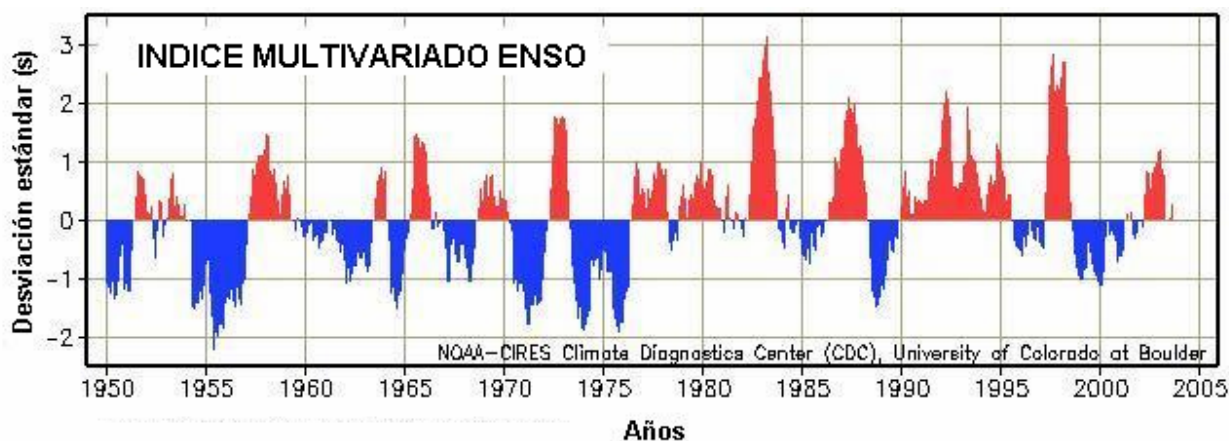


Figura 1. Índice multivariado de la Oscilación del Sur, en que valores positivos corresponden a la fase negativa o cálida, y valores negativos corresponden a la fase positiva o fría (WOLTER & TIMLIN, 1998).

1.2.1.3 Cambios climáticos en Chile

- Temperaturas

Las temperaturas medias superficiales medidas en numerosas estaciones del norte y sur de Chile experimentaron tendencias de calentamiento entre $0.013^{\circ}\text{C a}^{-1}$ y $0.02^{\circ}\text{C a}^{-1}$ entre 1933 y 1992, sin embargo, cuando las temperaturas se analizan para un período más reciente entre 1960 y 1992, las tasas de calentamiento resultan duplicadas (ROSENBLÜTH *et al*, 1997).

Estas tasas de calentamiento más elevadas en las últimas décadas parecen estar correlacionadas con los cambios experimentados en el Océano Pacífico tropical después de 1976, cuando se detectó un cambio en el sistema climático global, aumentando las temperaturas medias globales en 0.2°C como así también la

frecuencia de eventos ENSO (GIESE *et al*, 2002). Debido al impacto de la Oscilación del Sur, el calentamiento atmosférico en el extremo norte de Chile (Arica-Antofagasta) ha sido más profundo que en otras zonas del país. En la zona central (P. Tortuga-P. Angeles), la tendencia es positiva pero variable, mientras que en la parte austral (P. Aysén-P. Arenas) ha sido moderada (**Figura 2**).

Pese a lo anterior, en la zona centro-sur (Temuco-P. Montt) se ha detectado el enfriamiento atmosférico especialmente entre 1950 y 1970 (ACEITUNO *et al*, 1993), considerado un patrón del cinturón hemisférico de los 30°S a los 60°S (ANGELL, 1988). A consecuencia de lo anterior, la disminución de las temperaturas en Puerto Montt entre 1960 y 1992 es de $-0.011^{\circ}\text{C a}^{-1}$ (ROSENBLÜTH *et al*, 1997). Esto también ha sido estudiado mediante anillos de crecimiento en los Andes australes, definiéndose la disminución de las temperaturas entre los 37°S y los 43°S (VILLALBA *et al*, 2003), (**Figura 2**).

De acuerdo con ACEITUNO *et al* (1993), el aumento de las temperaturas en Puerto Aisén (45°S) es menor con respecto al extremo sur (Evangelistas, 52°S; Pta. Dungeness, 52°S; Pta. Arenas, 53°S). En esta parte del país, ROSENBLÜTH *et al* (1995) relacionaron la tendencia de las temperaturas con el retroceso de los glaciares patagónicos, destacando un calentamiento de 0.4°C a 1.4°C al sur de los 46°S (**Figura 2**).

Por otra parte, se ha constatado que las temperaturas mínimas han tenido una influencia mayor que las máximas en el calentamiento atmosférico. Esto es evidente en la mitad norte del país (18°S-33°S), mientras que la tendencia de las mínimas en la región centro-sur continúa siendo negativa, aunque presentando mayor estabilidad (ROSENBLÜTH *et al*, 1997).

Las temperaturas en altura han sido analizadas a lo largo de la costa chilena en relación con la intensificación del efecto invernadero, evidenciándose una tendencia

general de calentamiento en los niveles troposféricos y de enfriamiento sobre la tropopausa. De esta manera, el aumento de las temperaturas troposféricas en Puerto Montt indican una tendencia inversa a la detectada en superficie, observándose además, un significativo enfriamiento de verano a los 50 hPa (ACEITUNO *et al*, 1993).

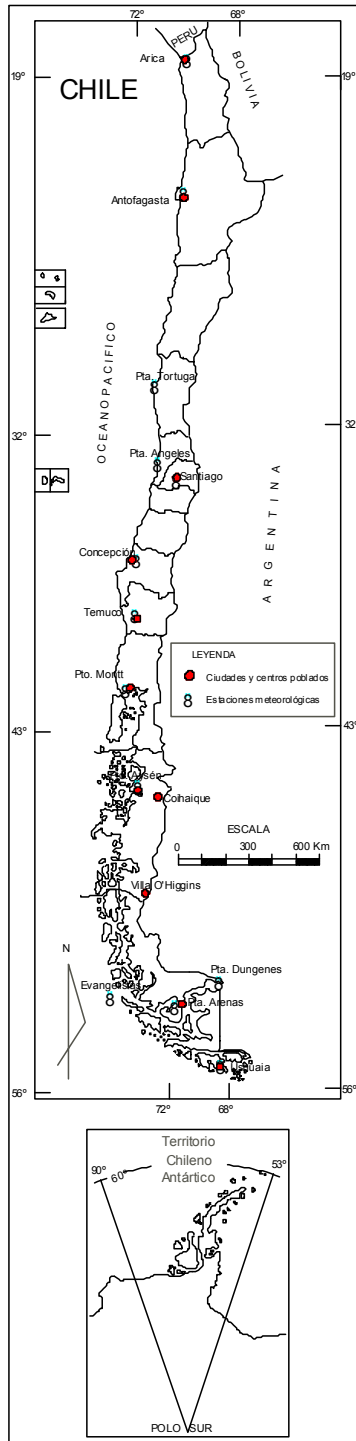


Figura 2. Localización de estaciones meteorológicas en Chile.

- Precipitaciones

La fluctuación interanual de las precipitaciones en Chile Central se encuentra asociada a la variabilidad de los fenómenos ENSO (RUTLLANT & FUENZALIDA, 1991; LOPEZ & ACEITUNO, 2000).

GARREAUD (1993) ha señalado que durante los años húmedos o “Niño”, el número de días con precipitación aumenta, en términos de frecuencia de tormentas, particularmente las de intensidad moderada y extrema (10-20 mm/día y 50 mm/día, respectivamente). No obstante, en años “Niña”, las desviaciones hacia un menor número de días con precipitación son sólo marginalmente significativas. De similar modo, en el plazo interdecadal, la relación entre la temperatura en el Pacífico central y la precipitación invernal en esta región indica una asociación del tipo cálido-húmedo/frío-seco (MONTECINOS *et al*, 2000).

La ocurrencia de tormentas pluviales durante los eventos cálidos, debido al debilitamiento y migración hacia el Norte del anticiclón subtropical (ACEITUNO, 1988), tiende a coincidir con un bloqueo anticiclónico al sur del continente, lo que ocasiona el desvío de los sistemas frontales hacia latitudes más bajas (GARREAUD, 1995).

Las anomalías pluviométricas asociadas a la Oscilación del Sur presentan una importante variabilidad espacio-temporal, a consecuencia de la migración estacional y reforzamiento del límite austral del anticiclón. Durante la ocurrencia de episodios Niño, las lluvias son abundantes entre los 30°S y los 35°S en invierno, y entre los 35°S y 38°S a fines de primavera (MONTECINOS & ACEITUNO, 2003). En el verano siguiente en cambio, las precipitaciones disminuyen entre los 38°S y 41°S, si bien la relación con la temperatura superficial del mar es poco significativa (MONTECINOS, 1998).

La influencia de los fenómenos ENSO en la acumulación nival de los Andes centrales es similar, ésta última aumentando entre los 30°S y los 35°S durante la ocurrencia de los eventos cálidos, y viceversa, mientras que al sur de los 35°S y hasta los 38°S, no existe una relación significativa (ESCOBAR & ACEITUNO, 1998).

Un estudio más reciente ha identificado el descenso de la precipitación en términos de una menor ocurrencia de años lluviosos entre los 38°S y los 43°S. Esta tendencia se caracteriza por la frecuencia de días con lluvia e intensidad menores (mayor frecuencia de días con lluvias en el 1° tercil) en las dos últimas décadas. Se postula que esta variabilidad sería producto de mecanismos físicos asociados a las oscilaciones térmicas del Océano Pacífico a escala multidecadal (JUAN QUINTANA, Dirección Meteorológica de Chile, comunicación personal).

1.2.2 Glaciología

1.2.2.1 Balance de masa glaciar y línea de equilibrio

El balance de masa constituye un vínculo fundamental entre la atmósfera y la hidrología glaciar (BRAITHWAITE, 2002). Se define como “la suma algebraica de la acumulación y ablación, o pérdida de masa al término del período de un año”, o el cambio neto de masa (volumen equivalente de agua) entre dos períodos sucesivos (ØSTREM & BRUGMAN, 1991).

La acumulación y ablación tienen relación directa con el flujo y en último término, con la variación frontal, que en glaciares de valle se produce con un retardo de 2.5 a 25 años, luego del cambio en el balance de masa (PATERSON, 1981). Si la componente horizontal de la velocidad, que transfiere hielo y nieve desde la zona de acumulación a la zona de ablación, es mayor que la tasa de ablación, la que remueve hielo del glaciar, se producirá un avance de la posición frontal, y viceversa (BENN & EVANS, 1998).

El proceso más importante de acumulación de masa es la depositación de nieve (BENN & EVANS, 1998), en relación directa con la circulación atmosférica y su interacción con el relieve local (OERLEMANS, 2001), no obstante pueden contribuir otros factores locales, tales como la deriva de nieve por el viento y las avalanchas.

La nieve acumulada se transforma gradualmente en hielo por el proceso conocido como “diagénesis”, producto de su apisonamiento sucesivo estrato tras estrato y el aumento del peso por la pérdida de burbujas de aire. La diagénesis se ve favorecida por la continua recongelación de nieve y/o hielo que funde en el día al percolar en los estratos subyacentes. Esto es propio de los glaciares temperados, vale decir, los que presentan temperatura a punto de fusión en toda su masa, en función de la presión (PATERSON, 1981).

La nieve recién depositada es suave y esponjosa, con densidades entre 50 y 200 kg m⁻³. En un estado de transformación intermedio llamado “neviza” alcanza 400 a 830 kg m⁻³, mientras que el hielo glaciar presenta densidades de 830 a 910 kg m⁻³, debido a que el paso del aire queda totalmente interrumpido (BENN & EVANS, 1998).

La ablación, referida a la remoción de nieve y hielo de un glaciar, obedece principalmente a la fusión seguida de la esorrentía, aunque también puede verse favorecida por la acción eólica, el desprendimiento de témpanos o “calving”, la evaporación y la sublimación (BENN & EVANS, 1998).

Los procesos de fusión están determinados por el balance de energía en la interfaz superficie-atmósfera (BRAITHWAITE, 1995; OERLEMANS, 2001). Una parte importante de la energía que llega a un glaciar es reflejada dependiendo del albedo superficial, el que varía entre 0.8 en la nieve fresca y 0.3 en el hielo con impurezas (LLIBOUTRY, 1956). La radiación solar incidente penetra en la nieve y el hielo, y el

glaciar emite radiación de onda larga, de manera que ambos flujos se compensan el uno al otro.

Cabe señalar que las cubiertas de detritos pueden tener una influencia significativa en la ablación glaciar en comparación con el hielo desnudo. BENN & EVANS (1998) señalan que los espesores detríticos entre 5 y 10 mm estimulan la fusión, debido al aumento de la conductividad térmica y la reducción del albedo, mientras que los espesores mayores tienden a aislar el hielo subyacente y retardar el proceso de fusión.

La acumulación y ablación varían con la altitud, por lo que ésta última es fundamental para el gradiente del balance de masa. En la superficie cercana al frente de un glaciar predominan los procesos de ablación, siendo el balance de masa extremadamente negativo. En cambio, la acumulación gana importancia de manera progresiva con la altitud, lo que se traduce en un balance de masa positivo (OERLEMANS, 2001).

Basándose en lo anterior, la Altura de la Línea de Equilibrio (ALE) corresponde al límite entre las zonas de acumulación y ablación netas, equivalente a la isolínea hipotética que conecta todos los puntos de un glaciar con balance de masa "cero" (OERLEMANS, 2001). Su posición en los glaciares de zonas templadas coincide aproximadamente con la línea de nieves de fines de verano (PATERSON, 1981), donde la ablación es balanceada con la precipitación nivosa, siendo distinguible por las diferencias de respuesta espectral entre el hielo y la nieve (GAO & LIU, 2001).

La línea de nieves adquiere importancia porque la información de la línea de equilibrio tiende a ser escasa. En Chile Central, el ascenso de la línea de nieves ha sido analizado en relación con datos meteorológicos, determinándose una tendencia de ascenso similar al de la isoterma de 0°C (CASASSA *et al*, 2003).

La línea de equilibrio presenta una clara sensibilidad al cambio climático, especialmente con las temperaturas y la precipitación nivosa. En términos generales, se señala que el balance de masa glaciar debiera ser negativo, toda vez que la ALE sube, y positivo cuando desciende. Esto se debe a que el ascenso de la línea de equilibrio reduce la proporción de superficie de acumulación de un glaciar con respecto a su área total, lo que se conoce como el cociente denominado "AAR" (del inglés *Accumulation Area Ratio*) (BENN & EVANS, 1998). Sin embargo, la respuesta de los glaciares a la migración de la ALE y el cambio en el AAR depende en gran medida de factores locales, tales como el control topográfico y la hipsometría (OERLEMANS *et al*, 1998; RIVERA & CASASSA, 1999; TANGBORN *et al*, 1990).

A nivel mundial, la medición directa de la acumulación y la ablación es uno de los métodos tradicionales para determinar el balance de masa de manera sistemática (BRAITHWAITE, 2002). Para la acumulación anual, se cavan pozos estratigráficos, lo que permite registrar datos de espesor y densidad, mientras que el volumen de hielo perdido en la zona de ablación se determina con un campo de balizas (PATERSON, 1981).

No obstante, las mediciones directas presentan varias dificultades logísticas (KASSER, 2002), por lo que otra alternativa de medición es el método "indirecto". Este último, actualmente aplicado en la investigación glaciológica en Patagonia (RIGNOT *et al*, 2003), consiste en medir la superficie de un glaciar en relación con la superficie descubierta de hielo no-cambiante, o el "control en roca". Toda vez que el glaciar es medido en diferentes épocas, los cambios de elevación, ajustados por densidad, constituyen el balance de masa del período (KRIMMEL, 1999).

1.2.2.2 Variaciones de glaciares en Chile y su relación con los cambios climáticos

- Balance de masa y cambios de espesor

Las mediciones de balance de masa efectuadas por la Dirección General de Aguas (DGA) indican su asociación a los ciclos ENSO. El balance de masa del glaciar Echaurren Norte (**Figura 3**) ha sido positivo en años El Niño y negativo en años La Niña, pero con una pérdida de masa de -475 cm eq de agua en el mediano plazo (ESCOBAR *et al*, 1995; ESCOBAR *et al*, 2000).

En las regiones de Aisén y Magallanes, los cambios de espesor detectados en los Campos de Hielo Patagónico Norte y Sur (CHS y CHN) señalan una tendencia general al adelgazamiento. En las dos últimas décadas, las mayores tasas se observan en el glaciar O'Higgins, con un máximo de -11.0 m a⁻¹ (CASASSA *et al*, 1997). Otro glaciar con un adelgazamiento significativo es el Dickson (-2.5 a -8.1 m a⁻¹), mientras que los glaciares restantes presentan tasas más moderadas (RIVERA *et al*, 2000a). La única excepción es el glaciar Pío XI, con un engrosamiento de $+2.2$ m a⁻¹ entre 1975 y 1995 (RIVERA & CASASSA, 1999) (**Figura 3**).

Se estima que el volumen de hielo perdido por este concepto en las zonas de ablación de CHS entre 1944/45 y 1985/86 alcanzó 100 a 300 km³ (ANIYA *et al*, 1997).

- Variaciones frontales

Las variaciones frontales de los glaciares se han estudiado principalmente en Patagonia y en el centro del país (**Figura 3**), relacionándose su retroceso con el calentamiento atmosférico durante el siglo XX (CASASSA, 1995).

En Los Andes Centrales, RIVERA *et al* (2000b) presentaron las fluctuaciones del glaciar Juncal Norte, con el menor retroceso de la región (-4 m a^{-1} entre 1955 y 1997), lo que obedecería a una topografía abrupta rodeando su frente terminal, al inhibir la ablación. En la vertiente sur del mismo cordón cordillerano se encuentra el Juncal Sur, con un retroceso máximo, el que es de -50 m a^{-1} .

Más al sur destaca el glaciar Cipreses (**Figura 3**), en la cuenca del Cachapoal, cuyo retroceso se ha acentuado en las últimas décadas. En la Región de Los Lagos se han estudiado los glaciares del Monte Tronador, en la divisoria limítrofe entre Chile y Argentina, presentándose un cambio negativo en todas las lenguas que fluyen del centro montañoso (RIVERA & ACUÑA, 1997).

En Patagonia se han realizado numerosos estudios, detectándose una tendencia regresiva para casi todos los glaciares efluentes de CHN y CHS (ANIYA, 2001; ANIYA & NARUSE, 2001; ANIYA *et al*, 2000; CASASSA *et al*, 2000a; CASASSA *et al*, 2000b; NARUSE *et al*, 1995).

Los glaciares de CHN han sido estudiados principalmente por ANIYA (1988), los que se encuentran caracterizados por un fuerte retroceso desde 1944. Las variaciones del glaciar San Rafael (**Figura 3**) también fueron analizadas en RIVERA *et al* (2000a), señalándose una tasa de -97 m a^{-1} y un cambio de área total de -12 km^2 entre 1944 y 1999. No obstante, el glaciar experimentó períodos de avance hasta la década de los sesenta, luego de lo cual le sucedió un rápido retroceso debido a la profundidad de la laguna donde se ubicaba su parte frontal.

En el glaciar San Quintín, al sur del San Rafael, se observó la disminución en la tasa de retroceso a fines de los ochenta, e incluso un pequeño avance a principios de los noventa, luego de lo cual experimentó el retroceso de su lengua sur en un lago proglacial (RIVERA *et al*, 2000a).

En CHS destaca el glaciar O'Higgins con una tasa de retroceso de -224 m a^{-1} entre 1944 y 1995, por el mayor desprendimiento de témpanos o "calving" luego que su frente dejó de apoyarse en un islote del lago homónimo (CASASSA *et al*, 1997). El glaciar Chico, un poco más al sur, experimenta un retroceso más moderado (-25 m a^{-1}) debido a que el valle es angosto y poco profundo, otorgándole sustentación lateral y basal (RIVERA & CASASSA, 2000).

Sólo unos pocos glaciares han experimentado un avance de la posición frontal, siendo el caso más extremo el Pío XI (206 m a^{-1} en 1944-1997), probablemente el único en el mundo en su máximo avance neoglacial (WARREN *et al*, 1997), lo que puede obedecer al reacomodo de su perfil de equilibrio mediante un "surge" (RIVERA, 1992; RIVERA *et al*, 1997).

En términos generales, se postula que el mayor retroceso en el Este de CHS ha sido consecuencia del calentamiento atmosférico, mientras que un retroceso menor en el Oeste responde a ciclos pluviométricos positivos en el siglo XX (ANIYA *et al*, 1997), lo que se explica por la naturaleza continental (marítima) de los glaciares orientales (occidentales) en Patagonia de acuerdo con la hipótesis de WARREN & SUDGEN (1993).

La disminución promedio del volumen de hielo en CHS por retroceso frontal ha fluctuado entre 40 y 80 km^3 (ANIYA *et al*, 1997).

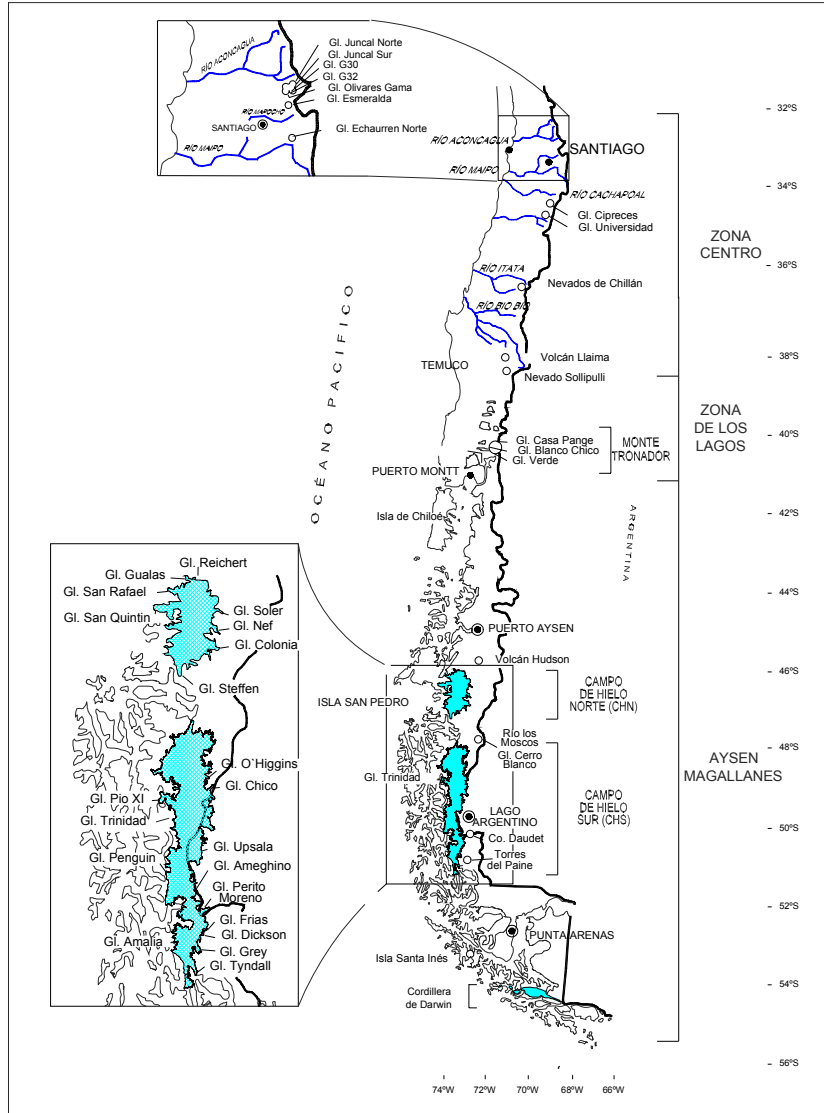


Figura 3. Localización de glaciares en Chile.

1.3 Objetivos

Objetivo General

Analizar los cambios climáticos en la Región de Los Lagos, y evaluar la respuesta glaciar reciente a dichas tendencias.

Objetivos Específicos

- Analizar las fluctuaciones de las temperaturas y las precipitaciones en la Región de Los Lagos (39°-42°S), durante la segunda mitad del siglo XX.
- Estimar la migración altitudinal de la Línea de Equilibrio a los 41°S.
- Determinar los cambios de espesor de hielo del glaciar Casa Pangué (41°08'S) en las últimas cuatro décadas.
- Analizar sus variaciones frontales en las últimas décadas.

1.4 Area de estudio

El área de estudio corresponde a la “Región de Los Lagos” (39°-42°S), localizada en Chile centro-sur, analizándose registros meteorológicos disponibles en esta zona del país (**Figura 4**).

La geología andina de esta región se caracteriza por el intenso volcanismo (MORENO & PARADA, 1976), destacando el volcán Osorno a los 41°S, cuya estructuración causó la separación entre los actuales lagos Llanquihue y Todos los Santos. El Tronador se considera un estrato-volcán de edad pleistocena sujeto a una fuerte erosión glacial. Sus abundantes flujos de lava y piroclastos varían en

composición de basalto, andesitas basálticas y andesitas (GONZALEZ-FERRAN, 1994).

Las glaciaciones cuaternarias en la Región de Los Lagos fueron analizadas por CALDENIUS (1932) y BRÜGGEN (1950), identificando los sistemas de arcos morrénicos de la última glaciación en las áreas adyacentes a los grandes lagos. No obstante, al occidente del lago Llanquihue se han reconocido cinturones morrénicos de tres estadios glaciales (MERCER, 1976). La máxima expansión del lóbulo Llanquihue durante el Último Máximo Glacial se produjo hacia los 22,000 años AP, indicando un descenso de 1000 m de la línea de nieves (DENTON *et al*, 1999).

CLAPPERTON (1993) analizó las características de la glaciación actual, señalando el aumento de la precipitación como el factor que favorece el descenso de la línea de equilibrio bajo los 1800 m entre los 38°S y los 46°S, y el desarrollo de algunos casquetes de hielo sobre los conos volcánicos. Así también, LLIBOUTRY (1965) indicó un descenso progresivo de la línea de nieves hacia el sur, la que en el Monte Tronador (41°S, X región) se encontraba a una altura de 1500 m. RIVERA (1989) estimó que la superficie de hielo en este centro montañoso es de 51 km², una de las mayores reservas entre el Bío-Bío y el Petrohué, del cual descienden más de diez lenguas glaciares que fluyen tanto hacia Chile como Argentina (LLIBOUTRY, 1956).

En términos generales, los glaciares del Monte Tronador presentan superficies inferiores a los 10 km², gran desarrollo hipsométrico y lenguas con recubierta detrítica. Los estudios glaciológicos y geomorfológicos realizados en la zona han señalado la tendencia al retroceso de todas las lenguas efluentes (LEIVA, 1999; VILLALBA *et al*, 1990; RIVERA *et al*, 2000a; RIVERA *et al*, 2002). En la margen norte del Monte Tronador se analizan los cambios de espesor del Glaciar Casa Pangué (41°08'S/71°52'W), uno de los glaciares de mayor superficie en su ladera occidental. Este contribuye con agua de fusión al río Peulla, tributario del Lago Todos los Santos y cuyo exutorio principal hacia el Pacífico es el río Petrohué (**Figura 5**).

El Casa Pangué es un glaciar de valle (RIVERA, 1989), con una zona de acumulación que confluye a una lengua larga y angosta, regenerada a los pies de avalanchas de nieve y hielo. Esta se encuentra recubierta por till supraglacial, de matriz arenosa y fracciones de tobas y volcanitas de la formación Tronador, la que en algunas secciones presenta grietas a causa del movimiento del hielo (RABASSA *et al*, 1981). Sus espesores de hielo han sido medidos con la aplicación de radioecosondaje terrestre en la zona de ablación, originando un promedio de 170 ± 10 m (RIVERA *et al*, 2001) que resulta mayor a la tabla de MARANGUNIC (1979) en relación a su superficie, según la cual, los glaciares de 5 a 10 km² pueden presentar espesores de unos 120 m. Su retroceso frontal ha sido documentado mediante fotografías aéreas, datos de terreno y textos históricos desde principios del siglo XX.

En base a todo lo anterior, el estudio sobre los cambios de espesor del Casa Pangué, la línea de equilibrio y los registros meteorológicos instrumentales en la Región de Los Lagos resulta adecuado para comprender las respuestas glaciales ante los cambios climáticos a esta latitud del país.

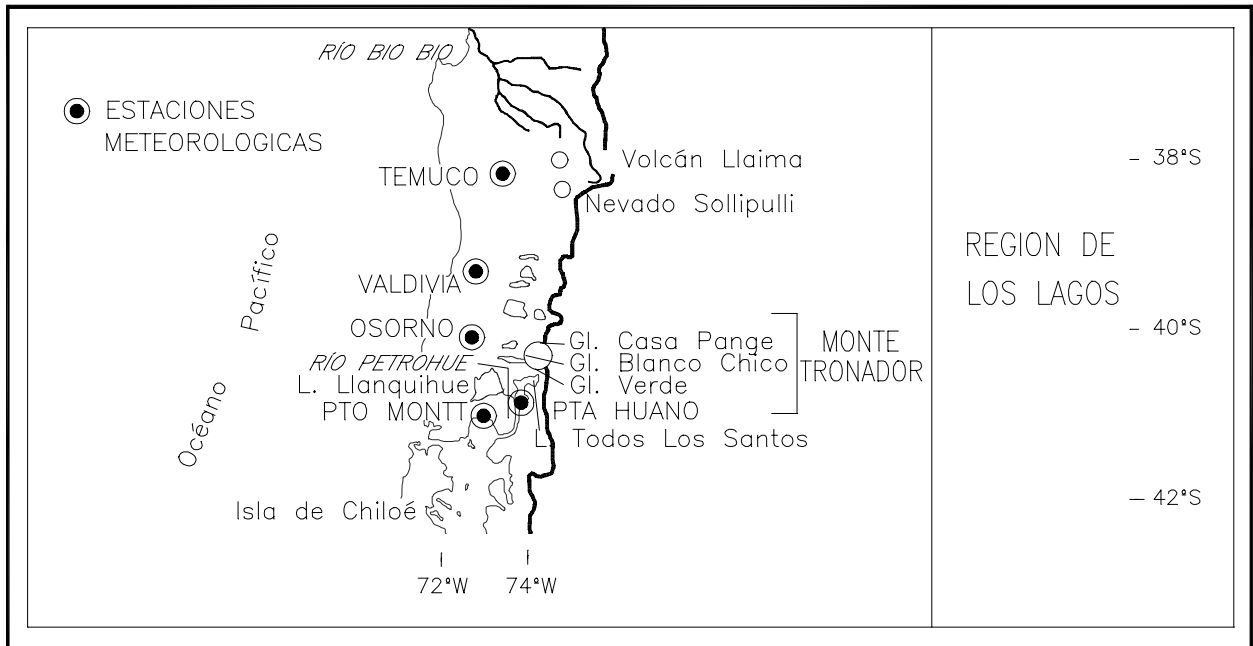


Figura 4. Mapa de ubicación de la Región de Los Lagos y estaciones meteorológicas analizadas en el texto.

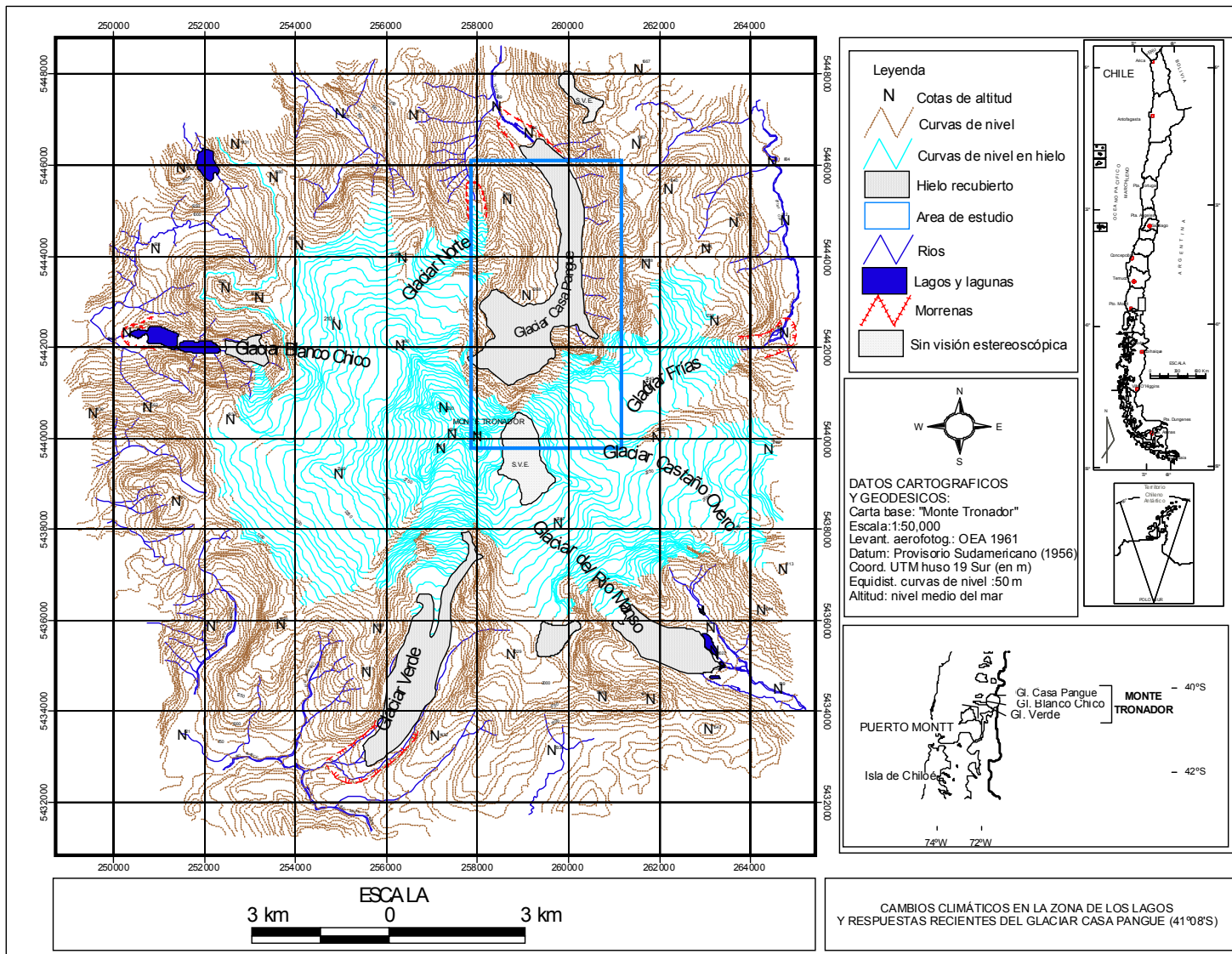


Figura 5. Mapa de ubicación del Monte Tronador y sus glaciares principales.

1.5 Hipótesis y método

1.5.1 Hipótesis

Del glaciar Casa Pangué solamente se conoce su fuerte retroceso frontal y reducción de superficie (RIVERA *et al*, 2000a).

Por otra parte, entre 1950 y 1970, la Región de Los Lagos experimentó la disminución de las temperaturas, la que probablemente se ha limitado a los niveles inferiores de la tropósfera (ACEITUNO *et al*, 1993). La tendencia de las precipitaciones en el mediano plazo parece ser a la disminución, observándose una correlación negativa con los fenómenos ENSO (MONTECINOS & ACEITUNO, 2003).

Por consiguiente, los cambios recientes del glaciar Casa Pangué son consecuencia de las fluctuaciones climáticas durante las últimas décadas, lo que está probablemente relacionado con el ascenso de la línea de equilibrio.

1.5.2 Método

1.5.2.1 Recopilación, corrección y análisis de datos climáticos

- Recopilación y corrección de registros instrumentales

En el período de las cinco últimas décadas, se recopilaron registros instrumentales homogeneizados y sistemáticos mantenidos por el Departamento de Climatología de la Dirección Meteorológica de Chile (DMC). Las estaciones meteorológicas se encuentran ubicadas en sitios costeros e interiores entre los 39° y los 42°S (**Figura 4**).

En superficie, fueron recopilados datos mensuales de temperaturas medias y extremas, y totales de precipitación lluviosa (**Tabla 1**). Para ser correlacionados al Índice Multivariado ENSO, se recopilaron los registros bimensuales desde diciembre-enero de 1950 a noviembre-diciembre del año 2000 (WOLTER & TIMLIN, 1998). Estos registros corresponden a las anomalías (desviación estándar) de la combinación, mediante análisis de componentes principales, de seis variables en la región del Pacífico Tropical (30°N/30°S): presión al nivel medio del mar, componente zonal (U) y meridional (V) del viento en superficie, temperatura superficial del mar, temperatura atmosférica y nubosidad.

Nombre Estación	Latitud (S)	Longitud (W)	Elevación (m)	Datos analizados
Temuco-Maquehue	38°45'	72°38'	114	T°C, Pp
Valdivia-Pichoy	39°38'	73°05'	19	T°C, Pp
Osorno-Cañal Bajo	40°36'	73°04'	65	T°C, Pp
Punta Huano	41°08'	72°17'	200	Pp
Pto Montt-El Tepual	41°26'	73°07'	90	T°C, Pp

Tabla 1. Estaciones meteorológicas (DMC) empleadas en este trabajo.

Para estudiar la variabilidad en la estructura vertical de la atmósfera, se recopilaron las temperaturas medias en seis niveles de altura geopotencial, obtenidas desde inicios del registro, luego del Año Geofísico Internacional (**Tabla 2**).

Las temperaturas mensuales faltantes fueron rellenas utilizando el método de las diferencias (PEZOA, 2003). Este consiste en obtener el valor de la sustracción entre la media de temperaturas de los 11 meses anteriores y la de los 11 siguientes al dato faltante, el que es luego sumado a su mes equivalente en el año anterior. En el caso de los datos de precipitación, el método se aplicó mediante la división del promedio de los 11 meses anteriores por el del promedio de los 11 meses siguientes.

Columna atmosférica	Nivel de altura geopotencial (hPa)	Elevación (m)
Tropósfera	850	1500
	700	3000
	500	5500
	300	9000
Estratósfera	150	14000
	100	16000

Tabla 2. Niveles de altura geopotencial del radiosonda de Puerto Montt (DMC) recopilados en este trabajo.

- Estadística descriptiva, normalización y regresión lineal

Las pruebas estadísticas fueron realizadas en el software SPSS 11.5. El primer paso fue la obtención de datos descriptivos, vale decir, estadígrafos de tendencia central y dispersión de las series de tiempo.

Las temperaturas y precipitaciones anuales fueron calculadas utilizando un mínimo de once meses. A nivel estacional (verano [DEF], otoño [MAM], invierno [JJA], primavera [SON]), se utilizó un mínimo de dos datos mensuales (SANGUINETTI, 1994).

Luego, las series interanuales fueron normalizadas empleando la ecuación 1:

$$z_t = \frac{x_t - \bar{x}}{\sigma} \tag{1}$$

donde z_t desviación estándar del año t
 x_t media del año t
 \bar{x} media de la serie de tiempo
 σ desviación estándar de la serie de tiempo

Para la detección del efecto invernadero según KAROLY (1987), se calculó el índice normalizado Z con la ecuación 2:

$$z_t = 1/\sigma \sqrt{\frac{T_{t700}}{\sigma_{t700}} + \frac{T_{t500}}{\sigma_{t500}} - \frac{T_{t150}}{\sigma_{t150}} - \frac{T_{t100}}{\sigma_{t100}}} \quad (2)$$

donde z_t índice normalizado en el año t,
 T_t anomalía térmica en el año t,
 σ_t desviación estándar en el año t
 $1/\sigma$ desviación estándar de la serie de valores z,
700,...,100 niveles geopotenciales (hPa).

El que representa la suma de los niveles inferiores o troposféricos (700, 500 hPa), divididos por su desviación estándar, menos los niveles superiores o estratosféricos normalizados (150, 100 hPa). El índice es adimensional, al ser normalizado por la desviación estándar de la serie. Cuando éste es positivo, indica una situación de calentamiento troposférico y enfriamiento estratosférico, mientras que un valor negativo representa lo contrario.

Se analizó la frecuencia de años térmicamente extremos en tres niveles geopotenciales de la tropósfera (850, 700, 500 hPa), considerando que un año cálido es el que supera la media del período en más de una desviación estándar, y que un año frío es aquel que se encuentra por debajo de una desviación estándar. En este criterio, se estima pertinente la calificación efectiva de año extremo cuando la anomalía térmica se presenta en, al menos, dos de aquellos niveles (BENJAMIN ROSENBLUTH, Departamento de Geofísica, U. de Chile, comunicación personal).

A continuación, se realizó un análisis de regresión lineal simple mediante ajuste de mínimos cuadrados, con un intervalo de confianza del 95%, obteniéndose las tendencias de temperaturas y precipitaciones a partir de la pendiente de la recta de

regresión. La significancia estadística se obtuvo con la prueba t de student de dos colas.

La altura de la isoterma de 0°C fue aproximada utilizando las temperaturas medias de los niveles troposféricos de 850, 700 y 500 hPa con la ecuación de la recta de la regresión:

$$y_t = ax_t + b \quad t = 1, 2, \dots, N \quad (3)$$

donde y_t variable dependiente (temperatura) en el año t
 x_t variable independiente (altura geopotencial) en el año t
a, b coeficientes de regresión

- Análisis multivariado, suavización exponencial y media móvil

Se realizó un análisis de componentes principales a las temperaturas anuales superficiales, con el objetivo de obtener la tendencia del conjunto de estaciones recopiladas para la región de estudio. Este análisis se realizó además para las temperaturas en altura, permitiendo analizar la tendencia del conjunto de niveles troposféricos y la tendencia de los niveles estratosféricos.

Los componentes principales corresponden al promedio ponderado (combinación lineal) de las series originales estandarizadas, presentando más del 75% de su varianza total. Para la primera componente se emplea la ecuación 4:

$$I1_t = a1*x1_t + a2*x2_t \dots + aN*xN_t \quad t = 1, 2, \dots, N \quad (4)$$

donde $I1_t$ primera componente del conjunto de observaciones en el año t
 $a1, a2, \dots, aN$ ponderación de la serie
 $x1, x2, \dots, xN_t$ serie estandarizada en el año t

Un filtro de suavización fue aplicado a las series climáticas, con el objeto de reducir la variabilidad interanual y obtener tendencias (CARRASCO *et al*, 2002). El filtro se basó en una curva exponencial empleada en ROSENBLÜTH *et al* (1997). Este filtro es original de ESSENWANGER (1986), el que es aplicado en dos fases de tiempo: una fase intermedia hacia adelante y una segunda fase y final hacia atrás.

El filtro exponencial se obtiene según ecuaciones 5 y 6:

$$y_t = cx_t + (1 - c)y_{t-1} \quad t = 2, 3, \dots, N \quad (5)$$

$$z_t = cy_t + (1 - c)z_{t+1} \quad t = (N - 1), (N - 2), \dots, 2, 1 \quad (6)$$

donde x_t serie climática
 y_t fase intermedia
 z_t fase final
 c coeficiente de suavización

Para las temperaturas se adaptó un coeficiente de suavización de 0.25 y para las precipitaciones uno de 0.11. Esto último permite atenuar en mayor medida la variación pluviométrica interanual. El valor inicial de la fase intermedia, y_1 , se obtuvo del promedio de los diez valores iniciales de la serie climática, x_t , lo que se estima adecuado considerando el valor de N . El último valor de la fase final, z_n , corresponde al último valor de la fase intermedia, y_n .

Para analizar la isoterma de 0°C, se emplearon promedios móviles cada cinco años.

1.5.2.2 Análisis de variaciones glaciares

- Generación de Modelos Digitales de Elevación

Cartografía regular

La carta topográfica Monte Tronador 1:50,000 del Instituto Geográfico Militar (IGM) (**Tabla 3**, ver **Figura 5**) fue generada con el levantamiento aerofotogramétrico OEA del 13 de diciembre de 1961 (**Figura 6**). Las curvas de nivel, equidistantes a 50 m, se encuentran referidas al nivel medio del mar y bajo el sistema de coordenadas Universal Transversal de Mercator (UTM) en el datum Provisorio Sudamericano 1956 (PSAD, La Canoa, Venezuela).

Escala	Equidist. curvas de nivel (m)	Origen Datum	Elipsoide referencia	Proy.	Dato altimétrico	Levant. Aerof.	Fecha
1:50,000	50	PSAD 1956	Intern. 1924	UTM 19S	Nivel medio del mar	OEA	13.XII.1961

Tabla 3. Características de la carta regular “Monte Tronador” (IGM).

Con el objeto de obtener un modelo digital de elevación o DEM (del inglés *Digital Elevation Model*) de la mayor precisión, en el software geográfico Idrisi 32 (2) se aplicaron dos métodos de interpolación a las curvas de nivel, disponibles en formato digital.

Uno de estos métodos es la ponderación del inverso de la distancia o IDW (del inglés *Inverse Distance Weight*), en el cual el atributo del píxel es determinado mediante la combinación lineal del conjunto de una muestra de puntos. La ponderación es función inversa de la distancia entre los puntos o píxeles (BURROUGH & MCDONNELL, 2000).

El procedimiento es simple, pero su desventaja consiste en que los atributos resultantes oscilan en el rango de variabilidad de los datos originales. Por lo tanto, para que áreas complejas tales como las superficies cóncavas o convexas se representen de manera adecuada, la distribución espacial de los datos originales debe ser óptima (FELICISIMO, 1994).

El segundo método de interpolación adoptado es la red de triangulación irregular o TIN (del inglés *Triangular Irregular Network*). Este consiste en utilizar puntos con atributo conocido como los vértices para la generación de una red de triángulos no superpuestos en el área dentro de los límites de los puntos conocidos, resultando una alternativa sencilla de interpolación (BURROUGH & MCDONNELL, 2000).

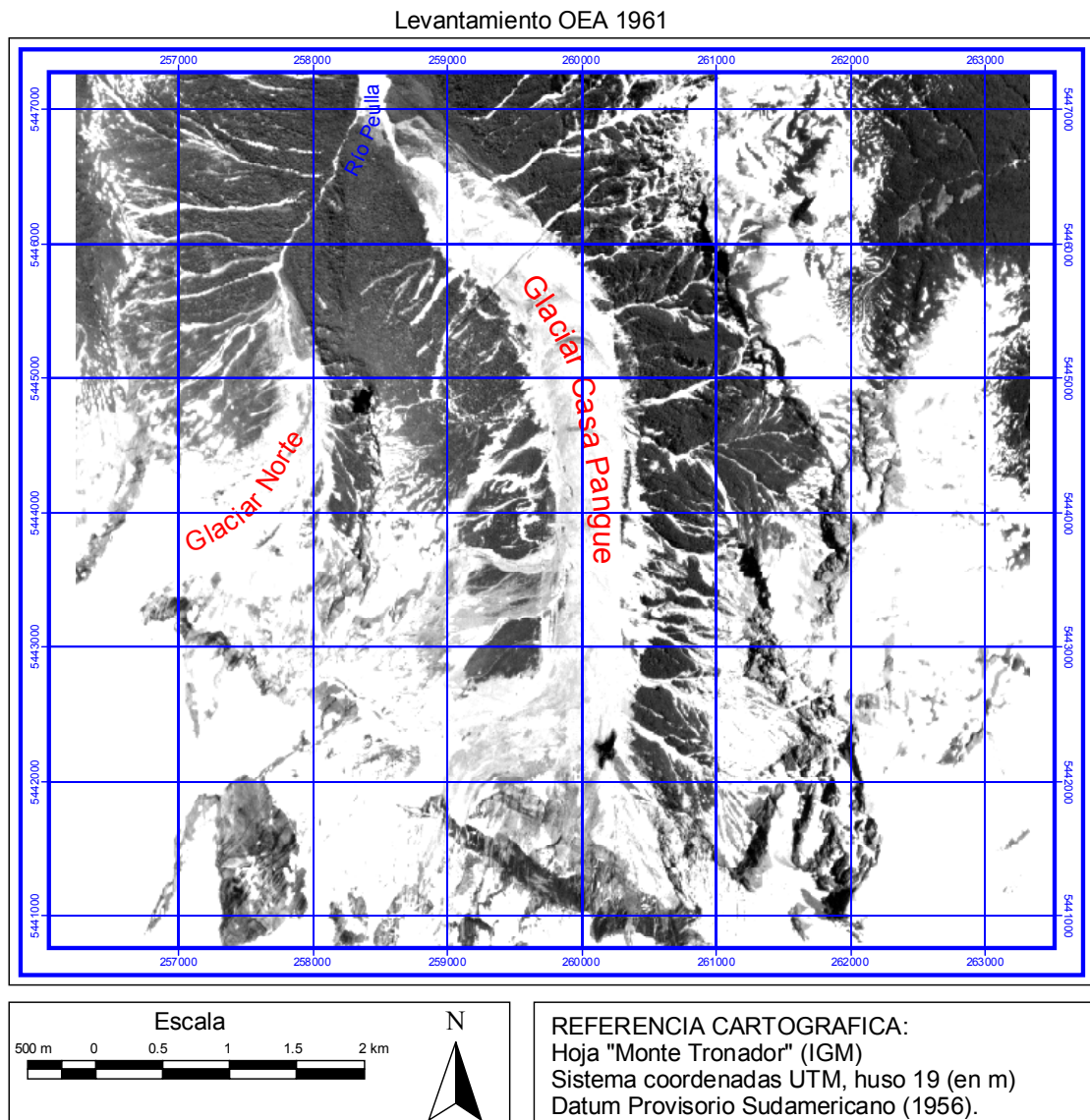


Figura 6. Fotografía del levantamiento aerofotogramétrico OEA (1961).

Fotografías aéreas verticales

Modelos o DEMs de años posteriores fueron obtenidos de fotografías aéreas verticales, para lo que se adquirieron pares estereoscópicos de los levantamientos SAF, del 17 de febrero de 1981, y SAF-GEOTEC, del 7 de diciembre de 1998 (**Tabla 4, Figuras 7 y 8**).

Vuelo	N° fotogramas	Escala	Distancia focal calibrada (mm)	Fecha
SAF	123534, 123555	1:60,000	153.56	17.II.1981
GEOTEC	10162, 10163	1:70,000	152.96	07.XII.1998

Tabla 4. Nuevos levantamientos aerofotogramétricos en el área de estudio.

La primera etapa consistió en el marcado de puntos de control en roca o GCPs (del inglés *Ground Control Points*) en las fotografías, lo que fue realizado con el instrumento "PUG" en la Sección Analítica del IGM. Se marcó un conjunto de seis puntos de control, distribuidos homogéneamente, en cada modelo. Mediante la aerotriangulación y ajuste de los GCPs con el instrumento "Planicom", se obtuvieron las coordenadas UTM. El datum de referencia de los GCPs corresponde al de la cartografía IGM y su altitud se encuentra referida al nivel medio del mar (**Tabla 5**).

La segunda etapa fue la restitución fotogramétrica de los modelos, realizada por el fotogrametrista Henry Brecher (Universidad de Ohio, USA) con el instrumento analítico "Kern DSR-11". Como información de ingreso, se utilizaron los puntos de control (GCPs) y los parámetros del certificado de calibración de la cámara (coordenadas de las marcas fiduciales y distancia del lente focal). Se midieron puntos cada 30 m con una marca flotante, obteniéndose las coordenadas y elevación por un microcomputador basándose en los GCPs de entrada. Los datos obtenidos en formato ASCII fueron vectorizados en Idrisi 32 (2).

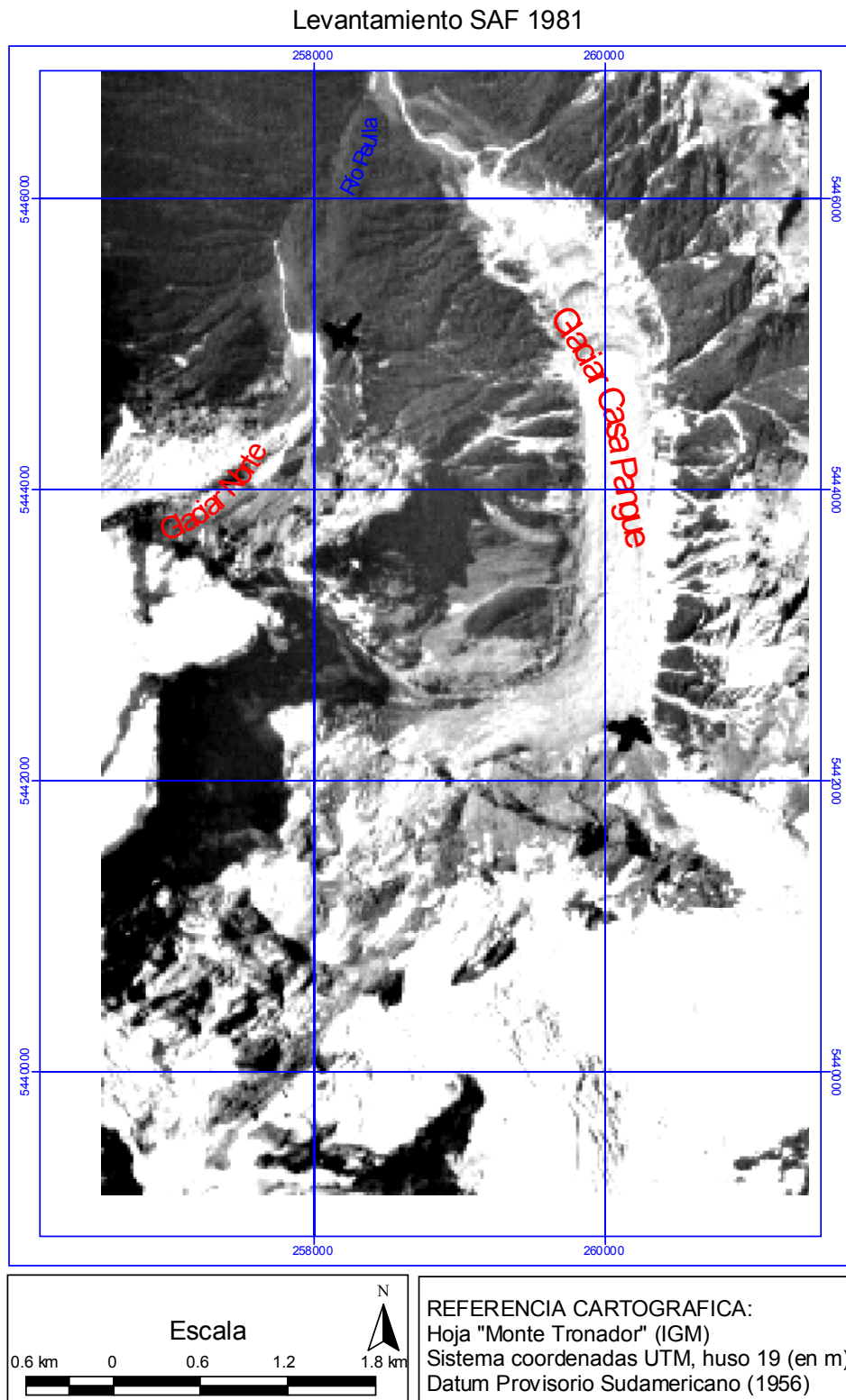


Figura 7. Fotografía del levantamiento aerofotogramétrico SAF (1981).

Levantamiento GEOTEC 1998

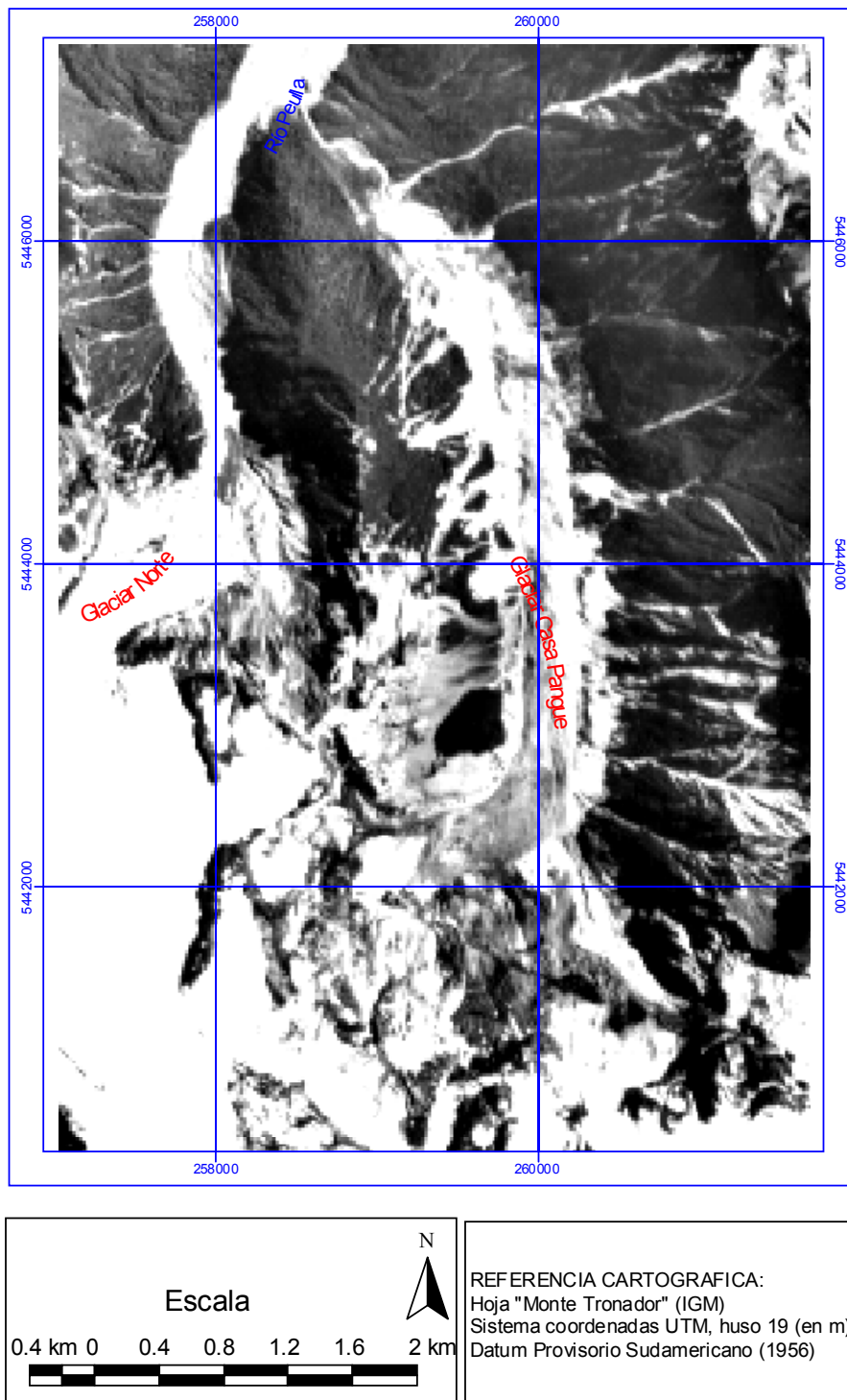


Figura 8. Fotografía del levantamiento aerofotogramétrico GEOTEC (1998).

Vuelo	N°	UTM Este	UTM Norte	Elevación (m snm)
SAF 1981	1	258313	5447473	472
	2	262550	5446320	1211
	3	268562	5446837	1568
	4	257643	5441715	2482
	5	262394	5441688	1863
	6	268118	5441183	1702
GEOTEC 1998	1	247399	5444680	1505
	2	254731	5445039	980
	3	261714	5445110	1468
	4	247120	5438917	1170
	5	254431	5439116	2293
	6	261489	5439409	2327

Tabla 5. Puntos de control generados por el Instituto Geográfico Militar en levantamientos SAF y GEOTEC. Sistema de coordenadas UTM, datum PSAD56, zona 19S (Elipsoide Internacional 1924).

Imagen satelital ASTER

Se generó un DEM de una imagen captada el 9 de abril de 2003, con mínima cobertura nubosa, por el instrumento satelital ASTER (**Figura 9**). Esta fue obtenida en el sitio web del “USGS-NASA” (Earth Observing System Data Gateway, USA).

La generación del DEM es posible debido a la alta resolución y variación del ángulo de observación del telescopio en el espectro visible-infrarrojo cercano (VNIR-Visible Near Infrared), el que corresponde a la plataforma TERRA, lanzada al espacio en 1999. Las características de las imágenes ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) son detalladas en la **Tabla 6** (GAO & LIU, 2001).

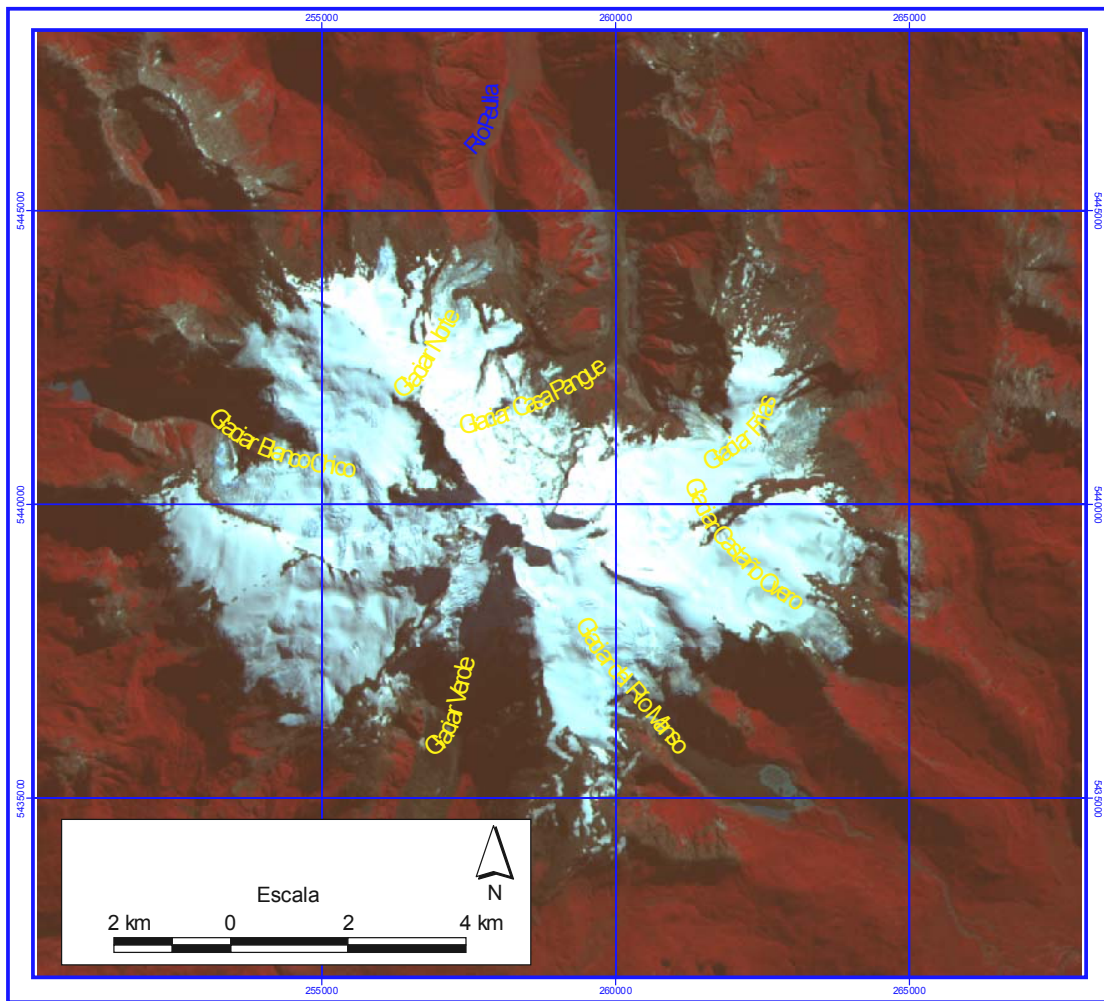


Figura 9. Imagen ASTER falso color (composición bandas 1, 2 y 3N) del 09-IV-2003.

Un número total de 33 GCPs, 11 de ellos correspondientes a la medición realizada en el IGM más 22 GCPs medidos por Henry Brecher en el levantamiento GEOTEC (1998) fue posible de identificar en las bandas del espectro visible 3N (“nadir”) y 3B (“backward”), (**Tabla 7**). El DEM fue generado por el Departamento de Ingeniería del USGS (EROS Data Center) usando el software comercial PCI Geomatica 8.2. Los GCPs fueron utilizados para el ajuste de las bandas 3N y 3B. Mediante la rotación y reproyección de las bandas, se obtuvo una imagen de orientación epi-polar. Con ésta se generó un DEM relativo, el que junto a los GCPs permitió la obtención de un DEM absoluto.

Sensor	Banda	Rango Espectral (μm)	Resolución Espacial (m)	Tamaño de la escena (km)
VNIR (Espectro visible y cercano al infrarrojo)	1	0.52 – 0.60	15	60 x 60
	2	0.63 – 0.69		
	3N	0.76 – 0.86		
	3B	0.76 – 0.86		
SWIR (Infrarrojo)	4	1.60 – 1.70	30	
	5	2.145 – 2.185		
	6	2.185 – 2.225		
	7	2.235 – 2.285		
	8	2.295 – 2.365		
	9	2.36 – 2.43		
TIR (Infrarrojo Termal)	10	8.125 – 8.475	90	
	11	8.475 – 8.825		
	12	8.925 – 9.275		
	13	10.25 – 10.95		
	14	10.95 – 11.65		

Tabla 6. Características del instrumento ASTER (GAO & LIU, 2001).

Vuelo	N° GCP	UTM Este	UTM Norte	Elev. (m snm)	Banda 3N		Banda 3B		Fuente
					F	C	F	C	
SAF 1981	1	258313	5447473	472	1202	2442	2030	2960	IGM
	2	262550	5446320	1211	1298	2757	2119	3274	IGM
	3	257643	5441715	2482	1561	2510	2347	3026	IGM
	4	262394	5441688	1863	1534	2788	2342	3304	IGM
	5	268118	5441183	1702	1532	3157	2387	3671	IGM
	6	247399	5444680	1505	1484	1770	2206	2290	IGM
GEOTEC 1998	7	254731	5445039	980	1395	2249	2185	2767	IGM
	8	261714	5445110	1468	1323	2690	2140	3205	IGM
	9	247120	5438917	1170	1869	1846	2613	2364	IGM
	10	254431	5439116	2293	1798	2328	2545	2846	IGM
	11	261489	5439409	2327	1704	2758	2490	3724	IGM
	12	247054	5439560	1495	1858	1861	2600	2380	Brecher
	13	246544	5442276	1495	1661	1661	2378	2181	Brecher
	14	247273	5442252	1514	1655	1776	2376	2296	Brecher
	15	247905	5440618	442	1751	1870	2526	2388	Brecher
	16	249465	5440271	1627	1751	1971	2490	2491	Brecher
	17	251083	5438660	1632	1874	2124	2622	2642	Brecher
	18	249474	5442349	492	1623	1950	2403	2469	Brecher
	19	247426	5443949	1583	1555	1815	2280	2335	Brecher
	20	249508	5444784	1663	1433	1911	2176	2431	Brecher
	21	250271	5442053	606	1631	2029	2414	2547	Brecher
	22	252370	5443025	1801	1551	2133	2295	2652	Brecher
	23	252632	5446253	1809	1333	2112	2077	2632	Brecher
	24	253439	5445524	1770	1374	2169	2124	2688	Brecher
	25	256637	5444040	2002	1444	2393	2207	2910	Brecher
	26	256624	5447157	1434	1234	2347	2015	2865	Brecher
	27	258493	5443377	1902	1468	2517	2247	3034	Brecher
	28	258369	5446987	487	1231	2452	2060	2970	Brecher
	29	256735	5438378	2832	1859	2461	2607	2978	Brecher
	30	261754	5442187	2205	1522	2740	2310	3256	Brecher
	31	261977	5444294	1782	1374	2723	2178	3240	Brecher
	32	261461	5446222	1664	1256	2675	2058	3189	Brecher
	33	260712	5446705	1607	1234	2617	2035	3135	Brecher

(F) Fila, (C) Columna

Tabla 7. Puntos de control utilizados para ajuste de bandas 3N y 3B. Sistemas de coordenadas UTM, datum PSAD56, zona 19S (Elipsoide Internacional 1924).

- Método indirecto, homogeneización de parámetros raster y resta aritmética

Mediante la metodología indirecta, la superficie de un glaciar es medida en referencia a la superficie no cambiante o el “control en roca” (KRIMMEL, 1999). La detección de los cambios de elevación de un glaciar, y con ello, de los cambios de espesor, es considerada una metodología adecuada cuando la topografía superficial, en épocas diferentes, es precisa y relacionada con la superficie no cambiante.

Los parámetros para la obtención de las imágenes raster de los DEMs fueron homogeneizados al sistema de coordenadas UTM en el datum PSAD 1956, altitud al nivel medio del mar y resolución de píxel de 30 m. De ese modo, fue posible la comparación directa de los DEMs generados en este trabajo y, en consecuencia, la detección de los cambios de espesor en períodos parciales y totales en el transcurso de las últimas cuatro décadas. Con ese objeto, éstos fueron restados aritméticamente en el software Idrisi 32 (2).

El DEM de la carta IGM cubre toda la superficie del Casa Pangue, obteniéndose el histograma de clasificación altitudinal del glaciar y su curva hipsométrica (altura vs % area) con el software Grapher. Este modelo se utilizó como base para obtener modelos de pendientes y exposición en Idrisi 32.

Debido a la ausencia de visión esteroscópica en las zonas con cubierta nival localizadas en el área de acumulación, los DEMs de 1981, 1998 y 2003 cubren solamente la zona de ablación del Casa Pangue entre los ~700 y los 1100 m, donde se midió el cambio de espesor en un área delimitada por una máscara “booleana”, la que corresponde a superficie en hielo hasta el DEM más reciente. En Idrisi 32 se obtuvieron los histogramas numéricos con la información estadística de las restas como también un perfilaje longitudinal de la línea de flujo central, evitando datos ruidosos de las márgenes del glaciar (**Figura 10**).

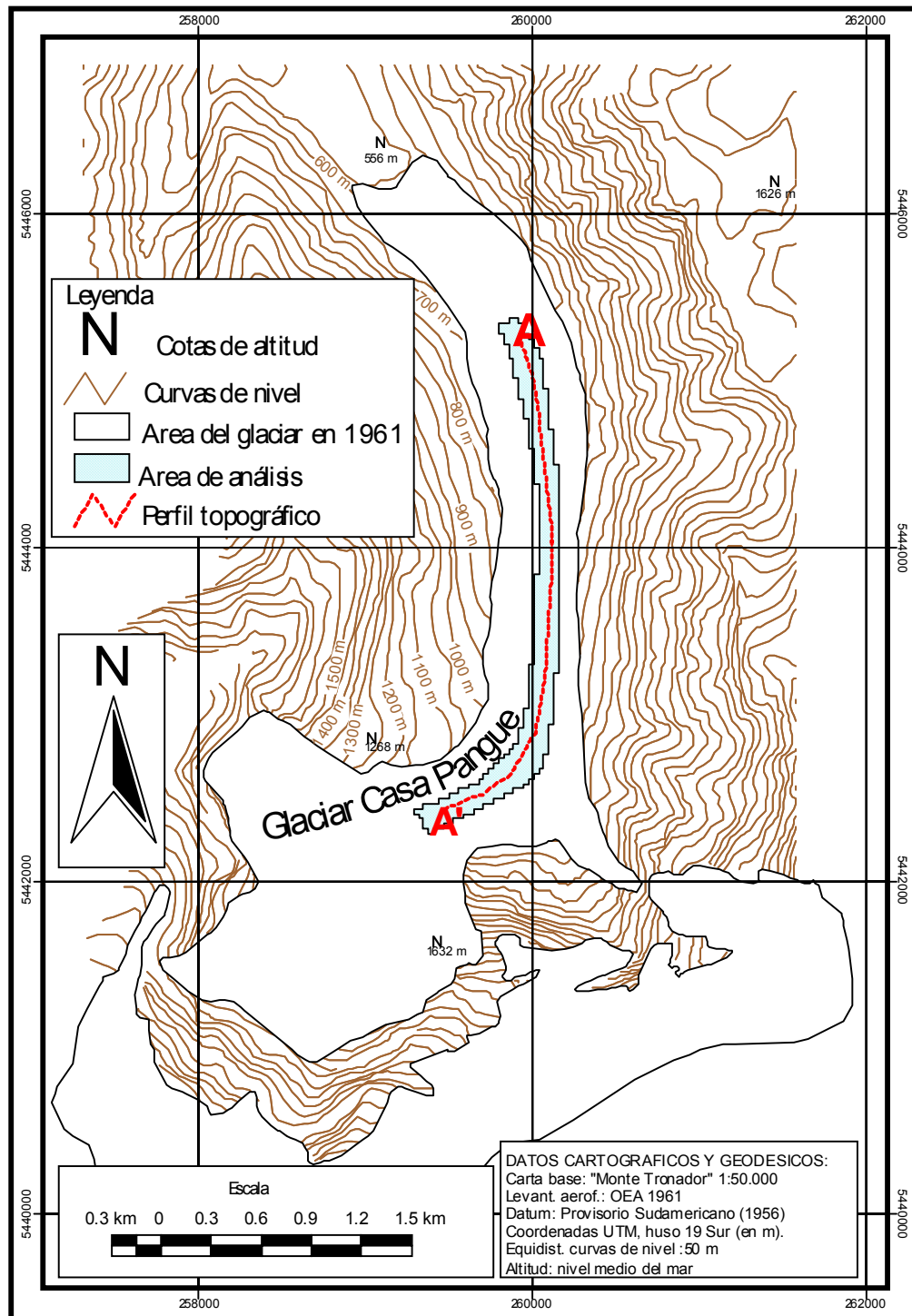


Figura 10. Area y perfil topográfico para los cambios de espesor del Glaciar Casa Pangue.

- Evaluación de errores

Error vertical

Para determinar el error medio cuadrático (RMS) vertical del DEM de 1961, se consideró la imprecisión en la elaboración de la cartografía regular 1:50,000, de Clase I en términos de la "ASPRS" (American Society for Photogrammetry and Remote Sensing). Según FALKNER (1995), la clasificación de primer orden implica que el error está determinado por el intervalo de las curvas de nivel, calculándose el primero con la ecuación 7:

$$E_c = c/3 \quad (7)$$

donde E_c máximo error permitido para cartografía Clase I (m)
 c intervalo de curvas de nivel (m)

Con el objeto de determinar el error asociado a la interpolación de las curvas de nivel, se aplicó el procedimiento "jack-knifing" (LYTHE *et al*, 2001) en un área de roca y hielo de la cartografía regular, donde se ubica la lengua del glaciar Casa Pangué (**Figura 11**). Este consiste en crear un modelo incompleto, al sustraer parte de los datos originales, siendo luego comparado con un modelo completo para determinar la variabilidad media. El DEM más preciso se obtuvo al adoptar el método de interpolación con menor variabilidad.

El error RMS de los modelos (DEMs) obtenidos por fotogrametría se encuentra asociado a la imprecisión de los puntos de control (GCPs) y el error inducido por el fotogrametrista en el proceso de restitución.

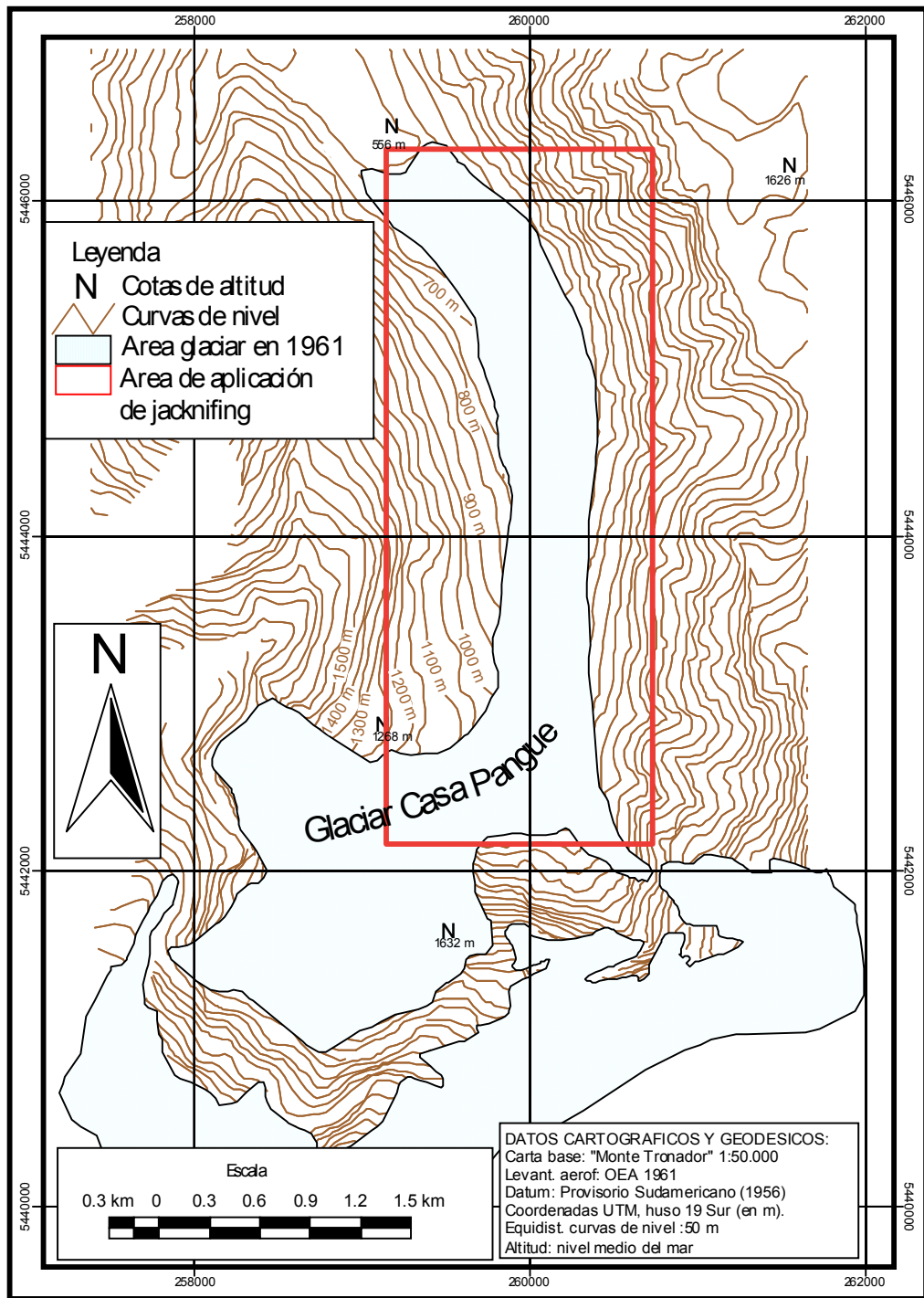


Figura 11. Area de aplicación de "jack-nifing".

Para el caso del DEM ASTER, el RMS fue calculado en el software PCI Geomatica, asumiendo los residuales de los GCPs empleados en el ajuste de las bandas 3N y 3B, como el total de errores independientes.

Error horizontal

Se considera que la fuente principal de desplazamiento horizontal de los DEMs es el error de posición del datum de referencia, cuyos parámetros se encuentran determinados en la conversión de datum locales al sistema mundial WGS 1984 (NIMA, 1997).

- Cálculo de tasas anuales

Las tasas anuales de los cambios de espesor y RMS vertical fueron calculadas según ecuación 8:

$$T = \Delta Z, E / N * 365 \quad (8)$$

donde T	tasa anual (m)
$\Delta Z, E$	cambio de espesor, error (m)
N	nº días julianos entre fechas de adquisición de DEMs
365	nº días año calendario

- Revisión de variaciones frontales

Se revisaron los antecedentes de variaciones frontales del Glaciar Casa Pangué en documentos históricos y estudios glaciológicos realizados en las últimas décadas.

- Cálculo de la Altura de la Línea de Equilibrio (ALE)

La línea de equilibrio fue calculada con la isoterma anual de 0°C y una expresión logarítmica-normal de la precipitación lluviosa, método adaptado para los glaciares andinos entre los 0° y los 50°S (CONDOM, 2002).

La ecuación para determinar la línea de equilibrio en esta región es la siguiente:

$$\text{ALE} = 3427 - 1148(\log_{10}(\text{Pp})) + \text{Iso}0^{\circ}\text{C} \quad (9)$$

donde ALE Altura de la Línea de Equilibrio (m)
Pp precipitación anual (mm/año)
Iso0°C altura de la isoterma anual de 0°C (m)

Los datos meteorológicos corresponden a los de la estación pluviométrica y el radiosondeo de Puerto Montt. El empleo de éstos últimos datos se considera razonable dada su gran representatividad espacial (JORGE CARRASCO, Dirección Meteorológica de Chile, comunicación personal) y su aplicabilidad en estudios glaciares (RASSMUSSEN *et al*, 2000). Cabe señalar que la temperatura crítica de la división de precipitación lluviosa y nival en altura son los 2°C (RASSMUSSEN & CONWAY, 2001), por lo que el empleo de la isoterma de 0°C sugiere que los resultados constituyen una aproximación general.

La posición altitudinal de la línea de equilibrio en algunos años del período de estudio fue graficada sobre la curva hipsométrica del glaciar.

II. RESULTADOS

2.1 Cambios climáticos en la Región de Los Lagos

2.1.1 Cambios climáticos en superficie e Índice Multivariado ENSO

2.1.1.1 Temperaturas

- Temperaturas medias

Las **Tablas 8** y **9** indican la tendencia de las temperaturas medias anuales y estacionales para la Región de Los Lagos en un período total de 5 décadas y durante los últimos 25 años (1975-2000).

En el caso de los promedios anuales, se aprecian tasas negativas en el mediano plazo para la mayoría de las estaciones, confirmando la tendencia de enfriamiento descrita en estudios anteriores. La única excepción es la estación de Osorno, localizada 100 km al interior de la costa, donde no se observó un cambio significativo. La máxima tendencia de enfriamiento se registró en Puerto Montt, ubicada en un sitio costero interior. En el período más reciente, las tasas de las temperaturas presentan valores positivos en general, indicando una clara señal de estabilización.

A nivel estacional, el enfriamiento atmosférico más acentuado es en el verano, a excepción de Osorno, donde se presenta una tendencia positiva. En los últimos veinticinco años, las temperaturas han aumentado en mayor medida en primavera y verano, especialmente en Temuco, estación interior ubicada en la zona norte del área de estudio.

Estación	1950-2000		°C a ⁻¹ (1950-2000)	°C a ⁻¹ (1975-2000)
	Media (°C)	Desv. est. (°C)		
Temuco	11.4	0.53	-0.014**	0.007
Valdivia	11.4	0.48	-0.019**	0.004
Osorno	11.0	0.47	0.004	-0.028*
Puerto Montt	10.2	0.53	-0.021**	-0.007

** Significativo al 1% * Significativo al 5%

Tabla 8. Tendencia (°C a⁻¹) de las temperaturas medias anuales en la Región de Los Lagos.

Estación	°C a ⁻¹ (1950-2000)				°C a ⁻¹ (1975-2000)			
	Ver.	Ot.	Inv.	Primav.	Ver.	Ot.	Inv.	Primav.
Temuco	-0.024**	-0.011	-0.009	-0.013*	0.014	0.007	-0.002	0.014
Valdivia	-0.022**	-0.012	-0.013*	-0.018*	0.001	-0.016	0.000	0.033
Osorno	-0.007	0.013*	0.003	0.003	-0.025	-0.051**	-0.023	-0.017
Puerto Montt	-0.031**	-0.017**	-0.017**	-0.020**	-0.011	-0.008	-0.007	0.003

** Significativo al 1% * Significativo al 5%

Tabla 9. Tendencia (°C a⁻¹) de las temperaturas medias estacionales en la Región de Los Lagos.

La **Figura 12** representa la primera componente de temperaturas medias anuales de las cuatro estaciones meteorológicas, el Índice Multivariado ENSO y la tendencia suavizada de ambas series ($c=0.25$).

Esta última muestra que el enfriamiento se define con claridad en la primera mitad del período de estudio, con una curva muy negativa desde los cincuenta a los setenta, y un Índice ENSO con una fase fría más frecuente, donde las anomalías negativas de la temperatura superficial del mar podrían relacionarse con el enfriamiento del aire cercano a la superficie.

Por su parte, las temperaturas durante las últimas tres décadas, aún manteniéndose negativas, se han caracterizado por una mayor estabilización, con valores alrededor de la media interanual, y un giro del Índice ENSO hacia una mayor frecuencia de la

fase cálida. Esto podría implicar que las temperaturas en esta región serían más positivas con la ocurrencia de la fase cálida o “Niño” y más negativas durante la fase La Niña.

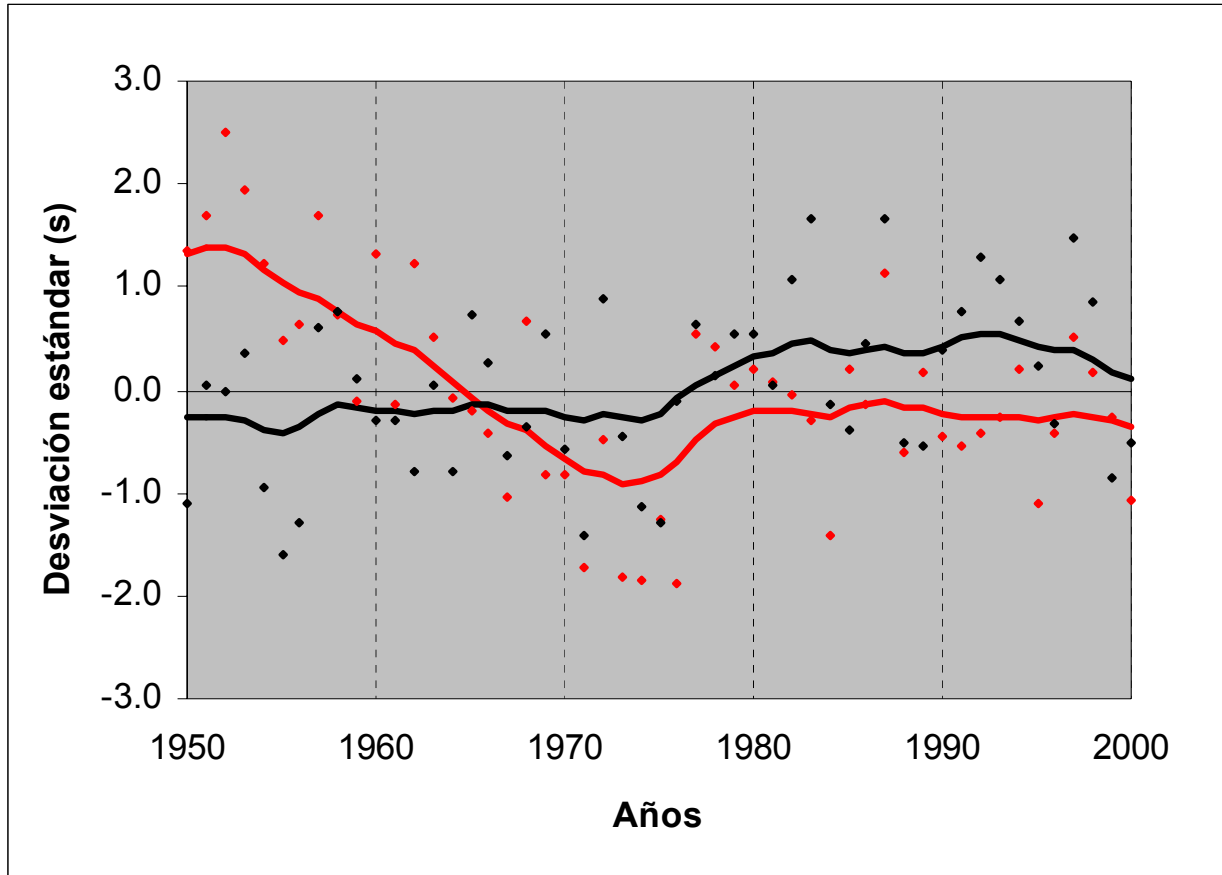


Figura 12. Compuesto de temperaturas medias anuales en la Región de Los Lagos (rojo) e Índice Multivariado ENSO (negro). La línea suavizada representa la tendencia con un filtro exponencial de 0.25.

- Temperaturas extremas

La tendencia de las temperaturas extremas se indica en la **Tabla 10** para dos estaciones de la región de estudio.

Durante el período de recopilación de estos datos, 1950-1992, se constata que ambas extremas dicen relación con la disminución de las temperaturas medias. No obstante, las máximas muestran una tasa del triple de las temperaturas mínimas, con una diferencia especialmente definida en Puerto Montt, lo que sugiere la disminución de la oscilación térmica. En los últimos veinticinco años, esta tendencia se atenúa en términos generales, particularmente para las mínimas.

Estación	°C a ⁻¹ (1950-1992)		°C a ⁻¹ (1975-1992)	
	Mínimas	Máximas	Mínimas	Máximas
Temuco	-0.010* (6.4, 0.44)	-0.027** (17.9, 0.64)	0.001	-0.009
Puerto Montt	-0.011* (6.4, 0.42)	-0.041** (15.3, 0.85)	-0.018	-0.019

** Significativo al 1% * Significativo al 5%

(15.3, 0.85) media anual (°C), desviación estándar (°C)

Tabla 10. Tendencia (°C a⁻¹) de las temperaturas extremas anuales en Temuco y Puerto Montt.

La primera componente de temperaturas extremas (Temuco-Puerto Montt), el índice ENSO y las tendencias suavizadas (0.25) se encuentran representadas por la **Figura 13**.

En las mínimas se producen variaciones menores hasta 1960-1965, luego una tendencia negativa hasta mediados de los setenta y finalmente, aumento y estabilización en las décadas siguientes. Las máximas se caracterizan por la disminución de las temperaturas hasta los años setenta y posteriormente un leve aumento cerca de la media interanual. Esto coincidiría, en términos generales, con la variabilidad de ENSO, dado que el aumento de las temperaturas se produce alrededor del cambio de fase de 1976.

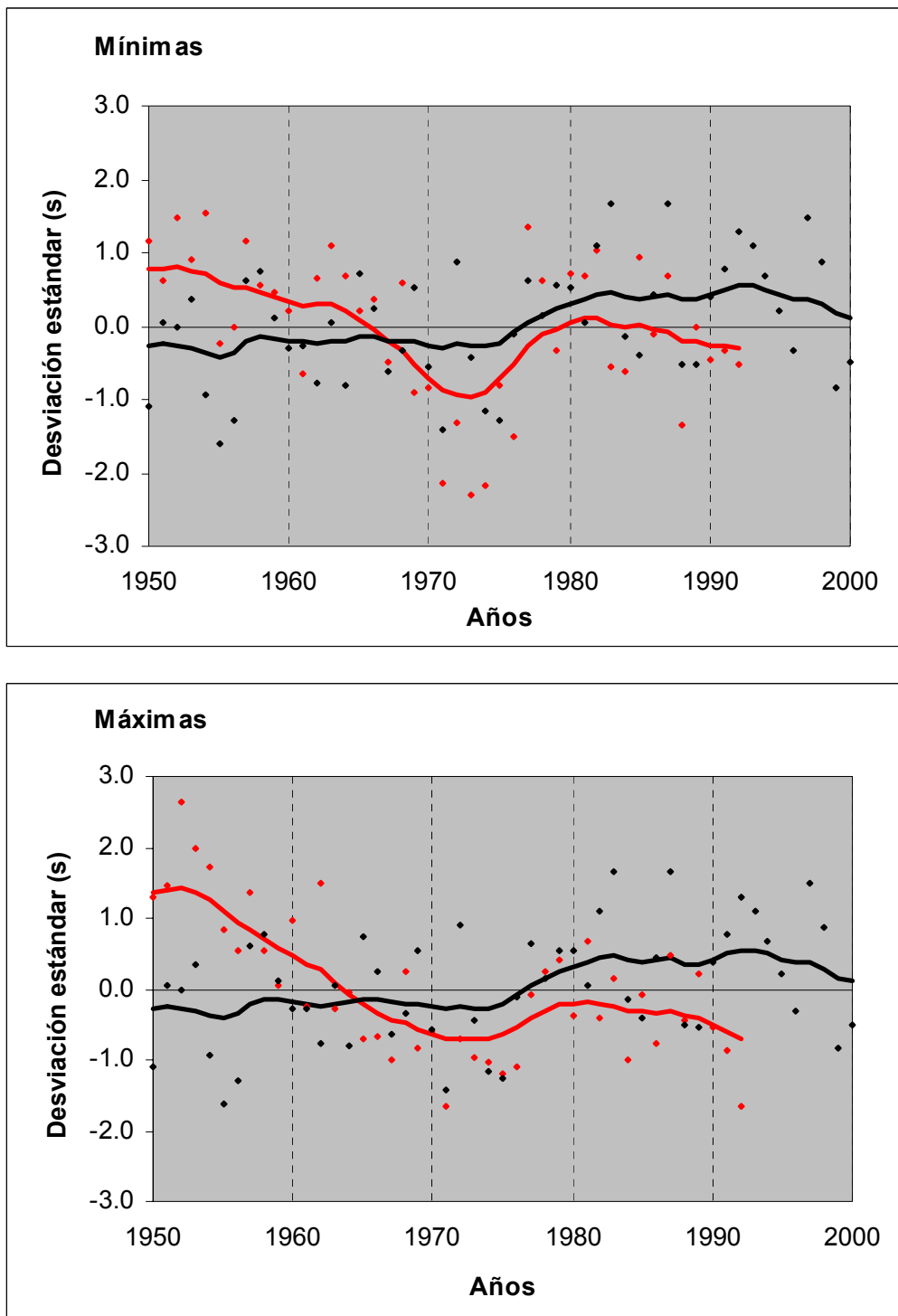


Figura 13. Compuesto de temperaturas extremas anuales de Temuco-Puerto Montt (rojo) e Índice Multivariado ENSO (negro). La línea suavizada representa la tendencia con un filtro exponencial de 0.25.

2.1.1.2 Precipitaciones

En el período de los últimos cuarenta años (1961-2000), todas las estaciones mostraron la tendencia a la disminución de los montos de precipitación, si bien una gran variabilidad se observa entre las estaciones.

Las precipitaciones anuales se redujeron, en general, a tasas superiores a los -10 mm a^{-1} en el período total, con valores máximos en las estaciones de Valdivia y Puerto Montt y una tendencia menor en Temuco. Al analizar los valores entre 1975 y 2000, puede observarse que con la excepción de Puerto Montt, todas las estaciones registraron un descenso aún mayor de la precipitación. La disminución más importante se produce en la estación de Punta Huano, ubicada en un sitio cordillerano, al oeste del lago Todos los Santos, cuya tasa desde 1975 es del doble de la tendencia multidecadal (**Tabla 11**).

Estación	1961-2000		mm a^{-1} (1961-2000)	mm a^{-1} (1975-2000)
	Media (mm)	Desv. est. (mm)		
Temuco	1158.9	215.2	-1.1	-4.3
Valdivia	1900.6	369.9	-15.0**	-20.0*
Osorno	1308.5	220.6	-6.5*	-9.0
Pta Huano	3090.6	443.1	-11.0	-23.0
Puerto Montt	1756.4	287.7	-14.1**	-11.6

** Significativo al 1% * Significativo al 5%

Tabla 11. Tendencia (mm a^{-1}) de las precipitaciones anuales en la Región de Los Lagos.

A nivel estacional, las precipitaciones entre 1961 y 2000 descendieron principalmente en invierno, período en el que se concentra entre el 35 y el 45% de la precipitación total anual. En los últimos veinticinco años, la disminución de las precipitaciones es más profunda. En este sentido, destacan Valdivia y Punta Huano durante el otoño, donde se registran tasas triplicadas respecto del período total, y una tendencia general de disminución en el verano (**Tabla 12**).

Estación	mm a ⁻¹ (1961-2000)				mm a ⁻¹ (1975-2000)			
	Ver.	Ot.	Inv.	Primav.	Ver.	Ot.	Inv.	Primav.
Temuco	-1.1	0.8	-0.4	-0.3	-1.3	-2.4	1.3	-1.9
Valdivia	-2.2	-3.4	-5.6**	-3.8*	-2.4	-10.7	-1.3	-5.3
Osoño	-1.1	-0.6	-3.9**	-0.7	-0.7	-4.9	-1.6	-1.4
Pta Huano	-2.8	-3.5	-6.0	0.4	-3.6	-11.6*	-3.9	-5.6
Puerto Montt	-2.3	-3.1*	-6.8*	-1.8	-5.1	0.3	-3.9	-2.4

** Significativo al 1% * Significativo al 5%

Tabla 12. Tendencia (mm a⁻¹) de las precipitaciones estacionales en la Región de Los Lagos.

La **Figura 14** representa las anomalías pluviométricas a nivel anual y estival en la estación de Puerto Montt desde 1961 al año 2000, el Índice ENSO y el coeficiente de correlación de los conjuntos de datos a nivel mensual-bimensual. Se seleccionó un filtro exponencial de 0.11, con el objeto de identificar la tendencia pluviométrica previa y posterior al cambio de ENSO a mediados de los setenta, atenuando en mayor medida de este modo la fluctuación interanual.

Las precipitaciones anuales disminuyeron durante todo el período de estudio. No se advierte una tendencia clara hasta principios de los setenta, en sincronía con las anomalías negativas del Índice ENSO prevaleciendo desde los cincuenta a mediados de los setenta, cuando los eventos de la fase positiva (fría) eran más frecuentes. Después de los setenta la precipitación mostró un significativo decrecimiento, con las anomalías negativas más extremas durante los noventa, cuando el índice ENSO ha permanecido con valores positivos, indicando la mayor ocurrencia de los eventos El Niño. Sin embargo, la correlación con el Índice ENSO no es significativa ($r=0.023$). Este coeficiente es en general bajo, con valores que fluctúan entre 0.02 en Puerto Montt y 0.1 en Temuco

En la época de verano hay mayor variabilidad interanual, observándose en términos generales, que la disminución se produce principalmente durante las últimas

décadas. Los coeficientes de correlación con ENSO fluctuaron entre -0.13 para Osorno y Punta Huano, y -0.21 en Puerto Montt, lo que sugiere que los eventos ENSO constituyen el principal factor en la reducción de las precipitaciones.

De acuerdo con la cronología de TRENBERTH (1997), en la época de verano se han registrado varios eventos cálidos (abr1982-jul1983, ago1986-feb1988, may1997-mar1998) durante las últimas décadas, lo que podría indicar que la Oscilación del Sur produce variaciones opuestas a las de Chile central.

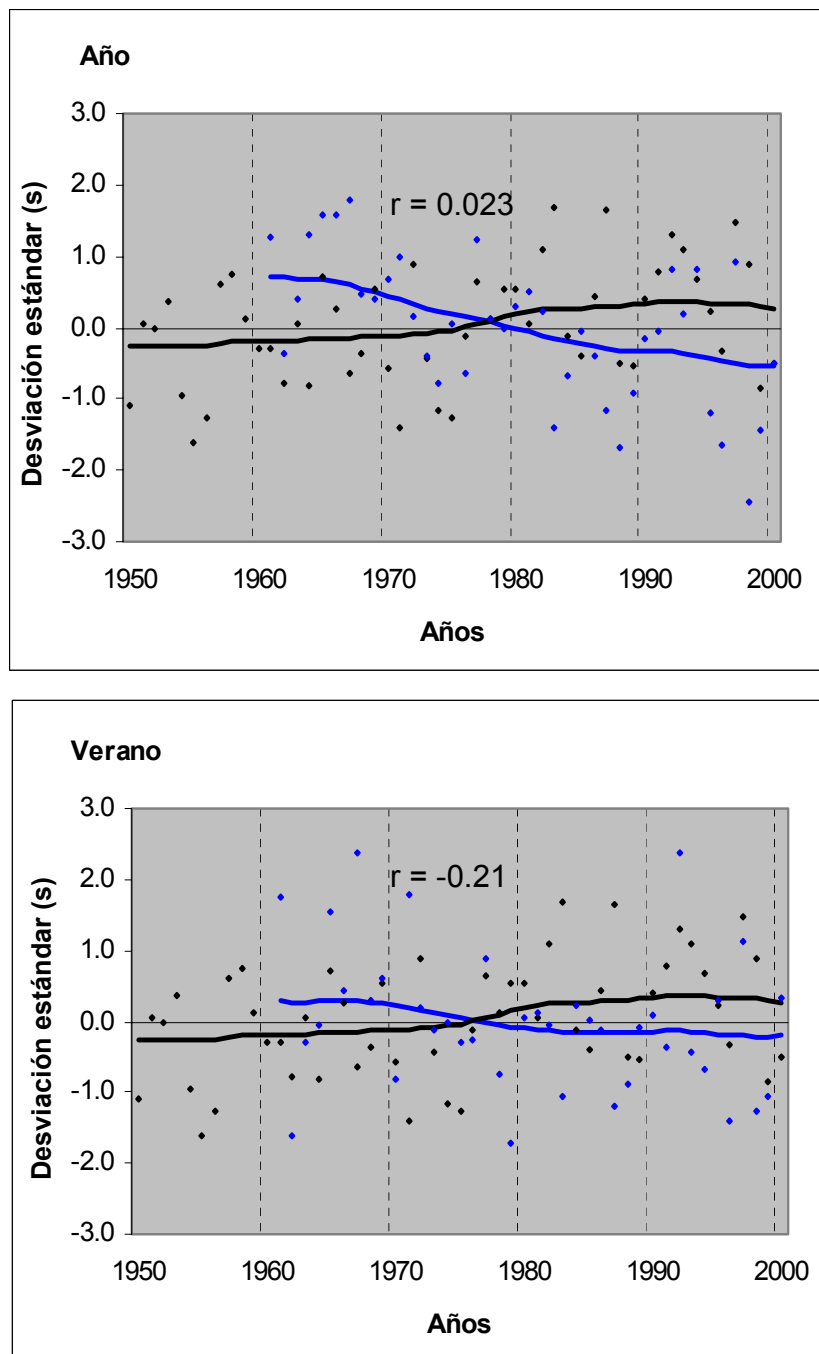


Figura 14. Precipitaciones totales anuales y estivales en la estación de Puerto Montt (azul), Índice Multivariado ENSO (negro) y coeficiente de correlación (r). La línea suavizada representa la tendencia con un filtro exponencial de 0.11.

2.1.2 Efecto Invernadero

2.1.2.1 Anomalías térmicas

Los datos de temperaturas en altura obtenidos del radiosonda de Puerto Montt mostraron el aumento de las temperaturas en diferentes niveles troposféricos entre 1958 y 2000, sugiriendo que el enfriamiento previamente descrito para las temperaturas superficiales prevalece en la baja atmósfera.

El calentamiento aparece en los cuatro niveles troposféricos (850, 700, 500, 300 hPa) tanto anual como estacionalmente. La señal de calentamiento es similar en todos los niveles, pero se observa especialmente a los 700 hPa, con una tasa anual que alcanzó $0.031^{\circ}\text{C a}^{-1}$ (**Tabla 13**). Por su parte, los niveles geopotenciales analizados sobre la tropopausa (150 y 100 hPa) indican el enfriamiento estratosférico, con mayor estacionalidad, al ser predominante en el semestre de verano, lo que podría responder a la disminución del ozono antártico primaveral (ACEITUNO *et al*, 1993). La diferencia con el semestre de invierno es especialmente marcada a los 100 hPa, cuya tasa en verano es de $-0.063^{\circ}\text{C a}^{-1}$.

Con ello, la estructura vertical de la atmósfera a esta latitud indicaría una intensificación del efecto invernadero.

La **Figura 15** representa el compuesto de los niveles troposféricos y el de los niveles estratosféricos junto a su tendencia suavizada (0.25). El compuesto troposférico corresponde a la primera componente de las temperaturas medias anuales (850, 700, 500, 300 hPa), mientras que el de la estratósfera es la segunda componente en verano (150, 100 hPa). Durante los sesenta, la tropósfera registró pequeñas variaciones, sin embargo, durante los setenta se observó un notorio incremento de las temperaturas. Los años noventa constituyen la década más cálida del período de

42 años. En la estratósfera, se observa una tendencia positiva estable hasta los años '80, a partir de lo cual se registró un marcado enfriamiento.

Nivel isobárico (hPa)	1958-2000		°C a ⁻¹ (1958-2000)				
	Media anual (°C)	Desv. est. anual (°C)	Año	Ver.	Ot.	Inv.	Primav.
850 hPa	3.6	0.54	0.019**	0.017	0.025*	0.014	0.031**
700 hPa	-3.7	0.60	0.031**	0.030*	0.027*	0.031*	0.033**
500 hPa	-19.5	0.71	0.021*	0.002	0.024*	0.034*	0.029**
300 hPa	-45.5	0.52	0.023**	0.028**	0.016	0.023**	0.020*
150 hPa	-56.6	0.59	-0.007	-0.012	-0.001	-0.008	-0.022
100 hPa	-59.1	0.66	-0.020*	-0.063**	-0.036*	-0.024*	-0.046**

** Significativo al 1% * Significativo al 5%

Tabla 13. Tendencia (°C a⁻¹) de las temperaturas medias anuales y estacionales en el radiosonda de Puerto Montt.

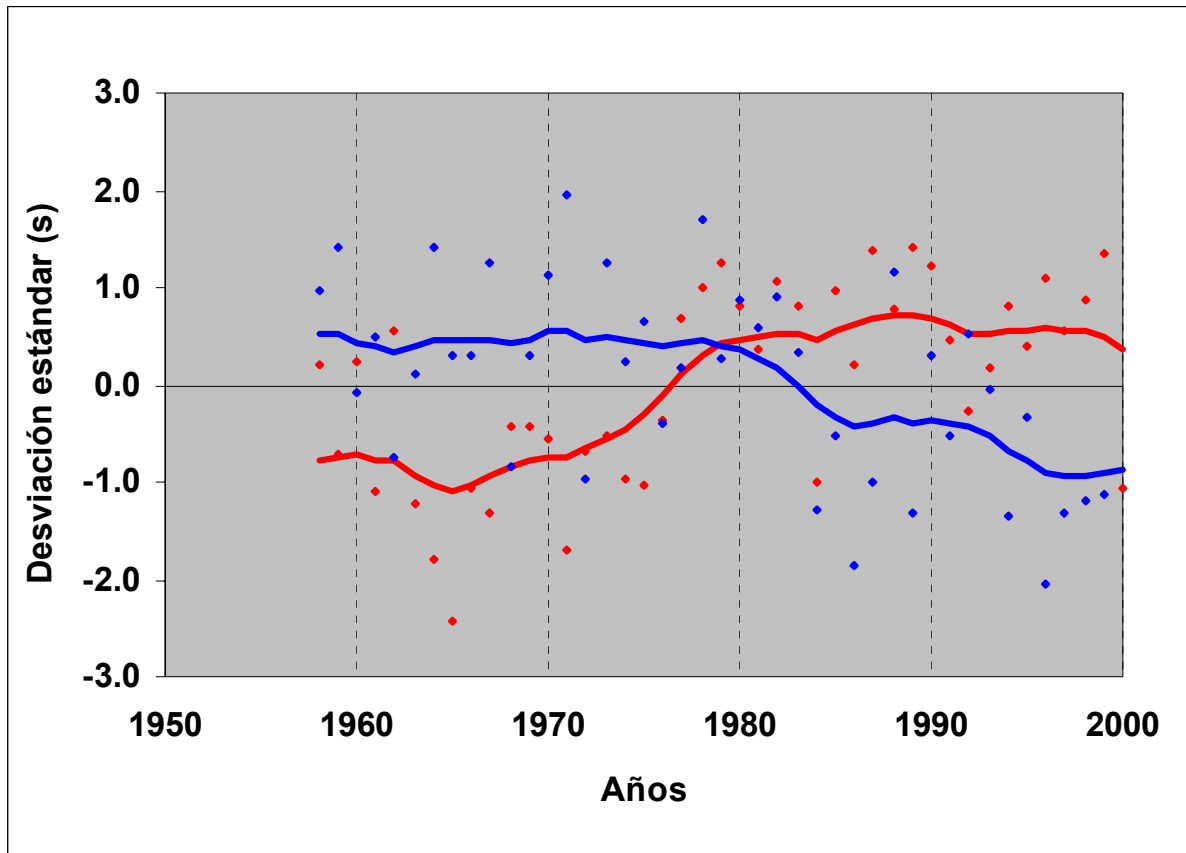


Figura 15. Compuesto de temperaturas medias anuales de niveles troposféricos (rojo) y medias de verano de niveles estratosféricos (azul) en radiosonda de Puerto Montt. La línea suavizada representa la tendencia con un filtro exponencial de 0.25.

2.1.2.2 Índice "Z"

El Índice anual "Z" de KAROLY (1987) según ecuación 2, fue calculado utilizando las anomalías térmicas de los niveles de 700, 500, 150 y 100 hPa en el radiosonda de Puerto Montt, de manera de comparar dos niveles inferiores (troposféricos) con dos niveles superiores (estratosféricos), en virtud de los datos disponibles.

Entre 1958 y 2000, el índice normalizado aumentó a una tasa de 0.044 desviaciones estándar/año, indicando que la tendencia en la estructura atmosférica vertical es a

un comportamiento divergente asociado a la intensificación de la señal invernadero, vale decir, calentamiento (enfriamiento) troposférico (estratosférico).

La **Figura 16** representa las anomalías anuales y tendencia suavizada de la serie de valores "Z" en el período de estudio, advirtiéndose el incremento de la señal invernadero en términos generales.

El índice presentó una tendencia negativa en el primer quinquenio de los años sesenta, indicando una situación opuesta al efecto invernadero. Considerando que las erupciones volcánicas pueden inyectar aerosoles sobre la tropopausa en cortos períodos de tiempo, y con ello favorecer la absorción de la radiación atmosférica y dispersión hacia atrás, el comportamiento en los inicios de los sesenta podría obedecer al volcanismo global de la época (ANGELL, 1988).

A diferencia de lo anterior, los últimos veinticinco años se caracterizan por un aumento sostenido del valor "Z", con anomalías cercanas a +1.0 desviaciones estándar al terminar el siglo. En consideración al profundo enfriamiento sobre los 50 hPa (ACEITUNO *et al*, 1993), los niveles aquí empleados pueden implicar una representación deficiente de la tendencia estratosférica. Con ello, la señal invernadero resultaría subestimada.

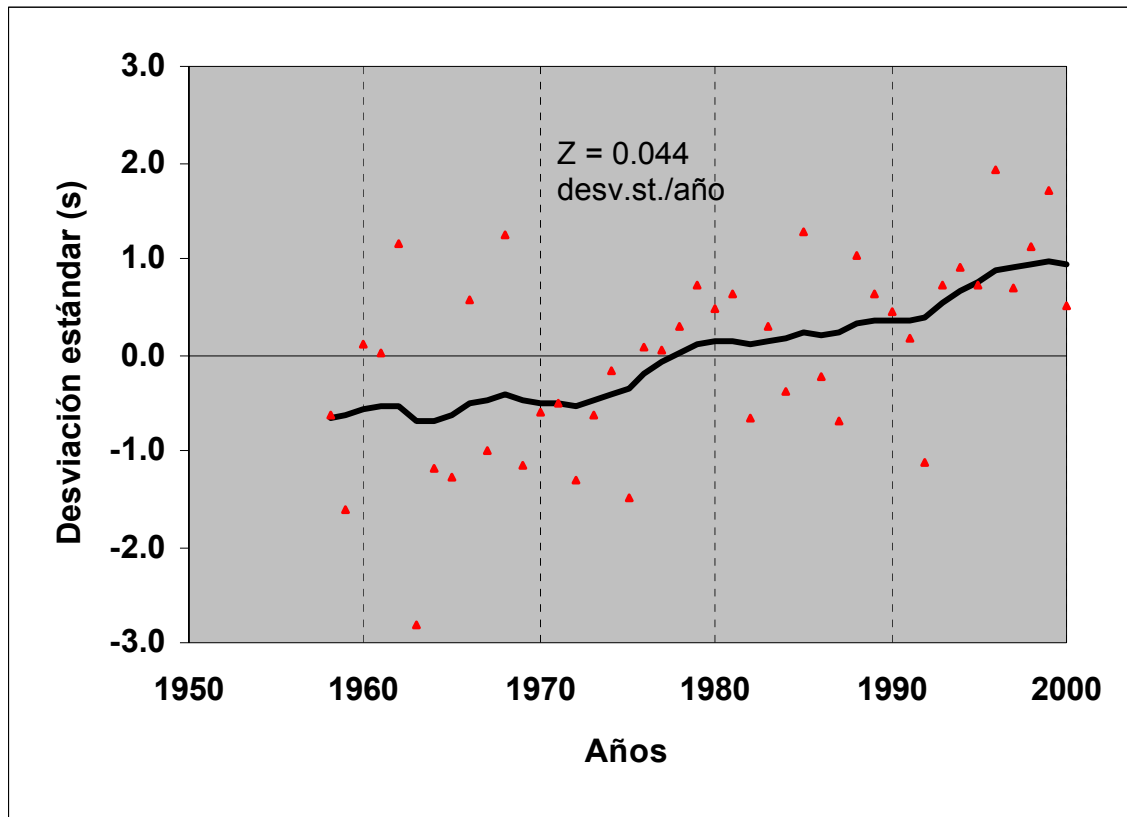


Figura 16. Índice "Z" en radiosonda de Puerto Montt. La línea suavizada representa la tendencia con un filtro exponencial de 0.25.

2.1.3 Frecuencia de años térmicamente extremos

La **Tabla 14** indica la frecuencia de años fríos y cálidos obtenida por este estudio entre 1958 y el 2000, a los 850, 700 y 500 hPa, en el radiosonda de Puerto Montt. Cabe recordar que se calificó como frío o cálido cuando la anomalía térmica se presentó como mínimo en dos niveles. Estos resultados son comparados con un estudio previo (SANGUINETTI, 1994), en el que se evaluó dicha distribución de frecuencias en el nivel de los 700 hPa.

Hasta fines de los ochenta, los resultados de ambos trabajos son similares. En las primeras décadas del período se observó solamente años fríos, particularmente

durante los sesenta, mientras que en el período más reciente se detectó la ocurrencia de años cálidos.

Años fríos	Años cálidos	Fuente
1963, 64, 65, 66, 67, 71, 75	1978, 79, 89, 96, 99	Este trabajo
1959, 63, 64, 65, 66	1978, 79, 85, 89	SANGUINETTI (1994)

Tabla 14. Años cálidos y fríos en el radiosonda de Puerto Montt desde 1958.

La **Figura 17** representa la frecuencia de años fríos, normales y cálidos, detectándose el giro de mediados de los setenta, al presentarse 7 años fríos de 1958 a 1975 y frecuencia nula de cálidos, mientras que éstos se observan sólo desde el año 1978.

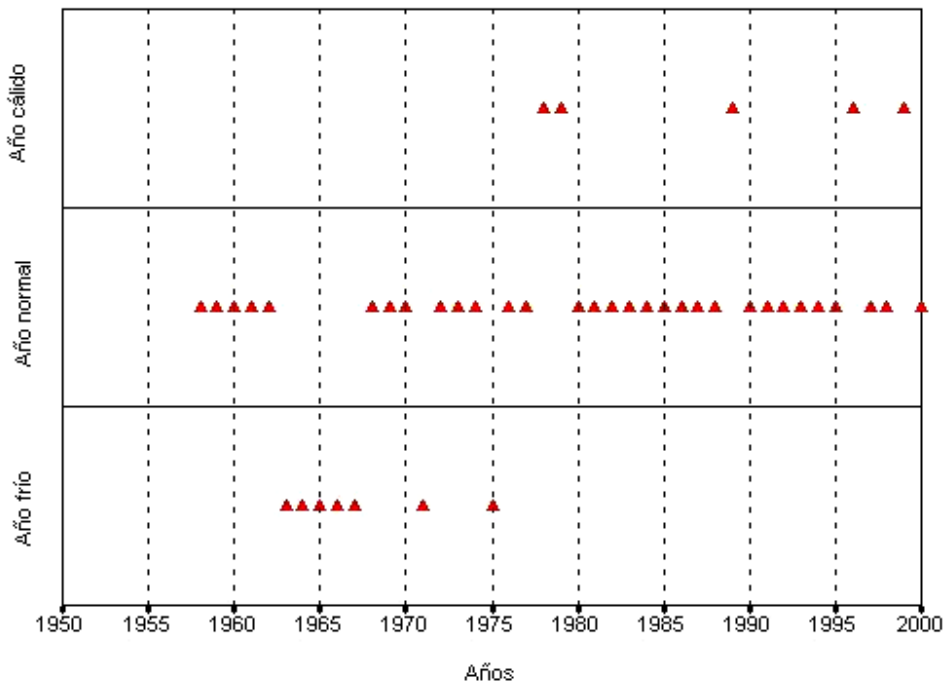


Figura 17. Frecuencia de años fríos, normales y cálidos en niveles troposféricos del radiosonda de Puerto Montt.

2.1.4 Migración de la isoterma de 0°C

La **Tabla 15** indica la altura media de la isoterma de 0°C anual, en verano e invierno, según ecuación 3, en base a los niveles de 850, 700 y 500 hPa en el radiosonda de Puerto Montt, y la tendencia obtenida de la pendiente de regresión. Se observa una gran fluctuación estacional, con una altura máxima cercana a los 3000 m en el verano y una mínima de 1700 m en invierno.

En términos generales, existe una tendencia de ascenso altitudinal. A nivel anual, se obtiene una tasa de 8.8 m a^{-1} , lo que implica una elevación total de unos 370 m entre 1958 y el año 2000. En el invierno ésta es menor, con 4.2 m a^{-1} . En verano se observa una tendencia de descenso poco significativa, la que es de -1.4 m a^{-1} , y que debiera obedecer a un calentamiento más moderado de los niveles troposféricos en esta estación.

Isoterma 0°C	Altura media (m)	Desviación estándar (m)	m a^{-1} (1958-2000)
Anual	2189	193	8.8*
Verano	2983	204	-1.4
Invierno	1668	198	4.2

*Valor significativo al 1%

Tabla 15. Altura media y tendencia (m a^{-1}) de la isoterma de 0°C anual, de verano e invierno entre 1958 y 2000.

La **Figura 18** representa la tendencia de la isoterma anual en los últimos cuarenta años. Esta muestra un descenso altitudinal durante la década de los sesenta, pero desde los setenta en adelante se observa un ascenso de acuerdo con el calentamiento troposférico y la tendencia de la serie Z.

La tendencia de la isoterma de 0°C en las estaciones de verano e invierno se ilustra en la **Figura 19**. Para el caso del verano se presenta una fuerte oscilación interanual, destacando la disminución en los años sesenta, una tendencia positiva alrededor de 1980 y el descenso en las últimas décadas. En la estación de invierno, la variabilidad interanual es menor pero el ascenso altitudinal es moderado.

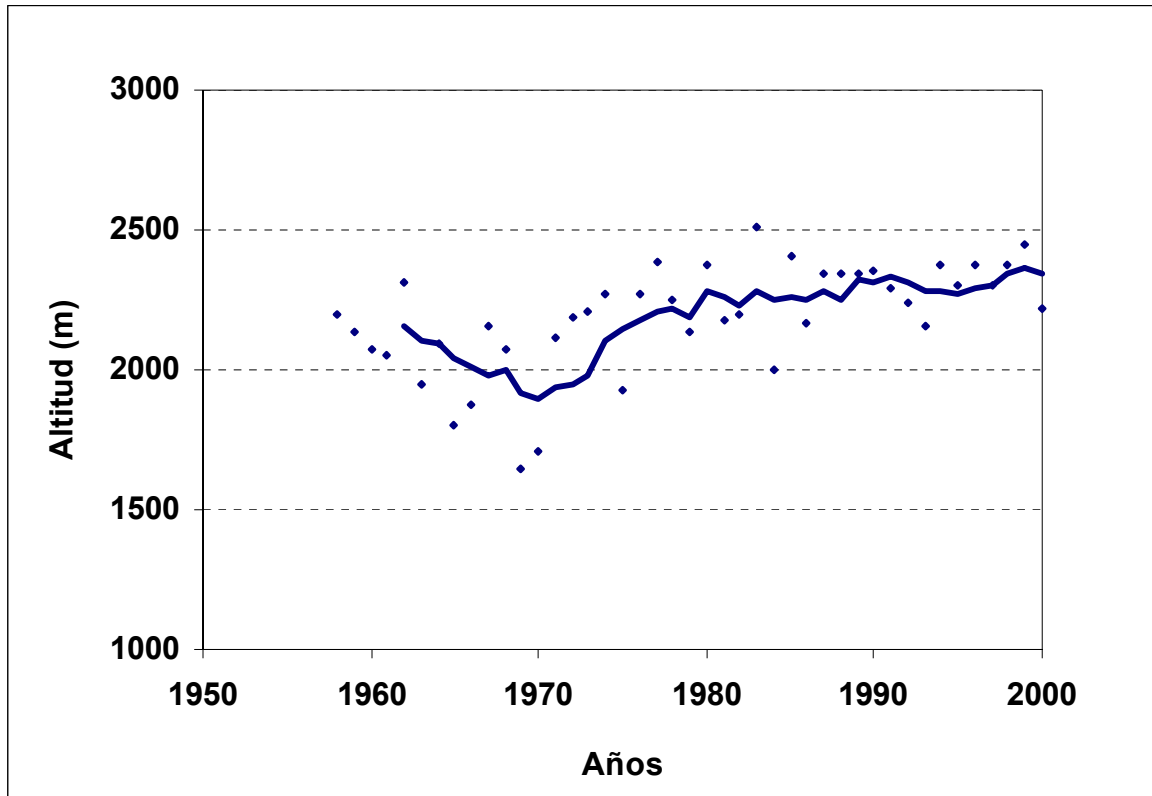


Figura 18. Tendencia de la isoterma anual de 0°C en radiosonda de Puerto Montt. La línea suavizada representa una media móvil cada 5 años.

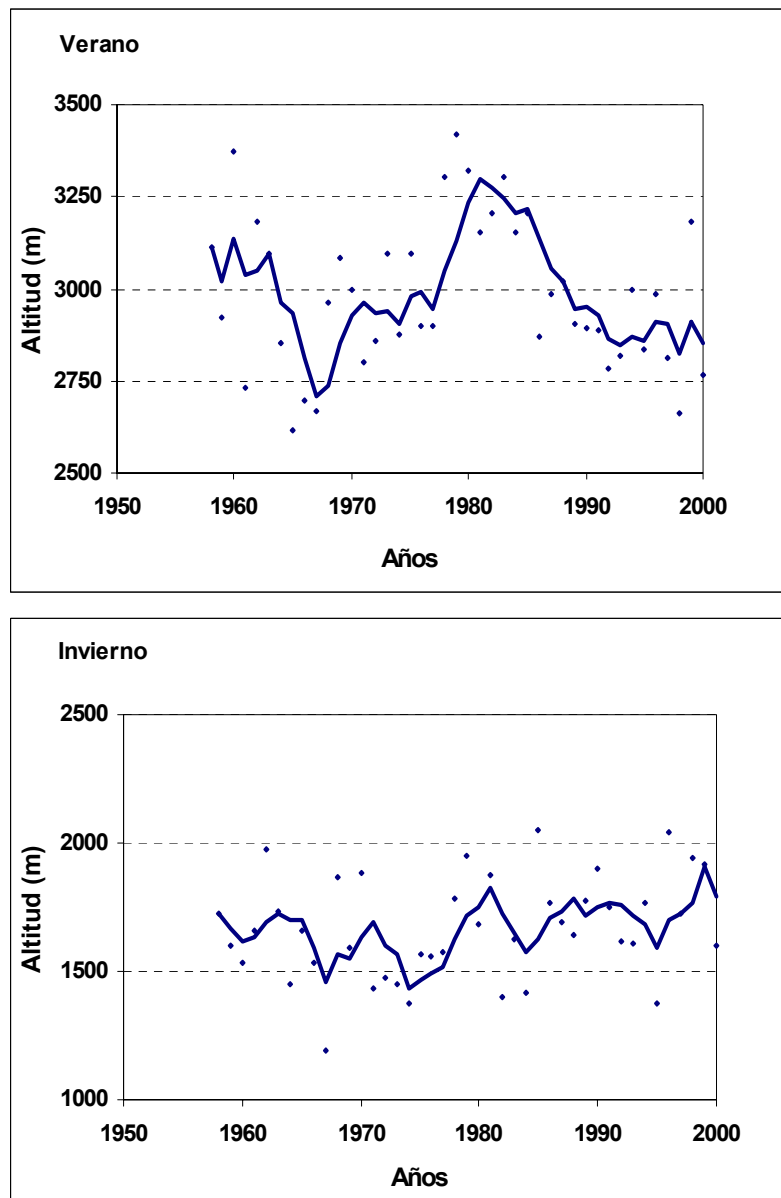


Figura 19. Tendencia de la isoterma de 0°C estacional en radiosonda de Puerto Montt. La línea suavizada representa una media móvil cada 5 años.

2.2 Respuestas del Glaciar Casa Pangué

2.2.1 Migración de la Altura de la Línea de Equilibrio (ALE)

2.2.1.1 Antecedentes de la línea de nieves en el Monte Tronador

Los antecedentes más antiguos en el monte Tronador se encuentran en REICHERT (1927), al encabezar una excursión desde Casa Pangué en 1911. El croquis del autor desde el lado occidental del macizo muestra el valle del río Blanco y una línea demarcatoria señalada como el “límite de la nevé”. REICHERT (1927:388) escribe: *“El flanco del lado del río Blanco (Chile) se destaca con toda su nitidez y su campo de hielo, que se eleva a unos 1000 metros sobre los alrededores, actúa como reflector gigantesco que ilumina todo el paisaje hacia el oeste, cuando comienza a sumergirse en las sombras de la noche”*.

Posteriormente, STEFFEN (1944) señala que la línea de nieves en los cordones montañosos que limitan el valle del Peulla se encuentra a una altura promedio de los 1400 metros. Por su parte, LLIBOUTRY (1956) indica los 1800 m para el lado argentino de la divisoria y los 1500 m del lado chileno.

Más recientemente, RIVERA (1989) analizó el retroceso de la línea de nieves persistente en el centro-sur del país, identificada a una altura de 1914 m en el monte Tronador, lo que podría explicarse por un proceso de deglaciación relacionado con el aumento de las temperaturas.

Cabe hacer notar que estos antecedentes constituyen solo aproximaciones de la línea de nieves en el Monte Tronador. Por ejemplo, el dato de REICHERT (1927) se obtuvo desde las alturas del Cerro “Rigi”, al norte del Casa Pangué, no siendo posible saber acerca de su precisión o los instrumentos utilizados para realizar aquellas estimaciones. En LLIBOUTRY (1956) deriva de las observaciones de varios

autores, mientras que la crónica de STEFFEN (1944) no señala el año específico de observación. Por su parte, la estimación de RIVERA (1989) equivale a un promedio de la línea de nieves para el conjunto de glaciares del centro montañoso. Pese a lo anterior, es posible estimar un retroceso de dicha línea en términos generales (**Tabla 16**).

Altura (m)	Fuente
1000	REICHERT (1927)
1400	STEFFEN (1944)
1500	LLIBOUTRY (1956)
1914	RIVERA (1989)

Tabla 16. Altura de la línea de nieves en el Monte Tronador según diferentes autores.

2.2.1.2 Características hipsométricas del Glaciar Casa Pangué

La **Tabla 17** indica las clases altitudinales del glaciar Casa Pangué en el año 1961 cada 500 m, obtenidas de los histogramas de frecuencias para los modelos digitales de elevación (DEMs) realizados con los métodos de la ponderación del inverso de la distancia (IDW) y la red de triangulación (TIN). El área total resultante es de 9.3 km².

En términos generales, la clasificación altitudinal con ambos métodos es similar, señalando un gran desnivel altimétrico desde la cabecera hasta el frente del glaciar. La proporción más importante de la superficie se encuentra bajo los 1000 m, con un 23 a 26% del total, y entre los 1500 y los 2000 m, clase equivalente al 26-28%. Sobre los 2000 m, se encuentra sólo un 35% del área total.

La **Figura 20** ilustra el DEM del Casa Pangué generado con TIN y un ancho de clase de 200 m, el que presenta un gradiente altitudinal de 2725 m y una altura media de 1724 ± 747 m.

El polígono más pequeño corresponde a su cuenca de alimentación desde una cota máxima de 3292 m, el que se desarrolla hasta una altitud cercana a los 2300 m. El polígono mayor se encuentra aproximadamente entre los 2000 m y los 550 m, por lo que esta última altura correspondería aproximadamente a la posición frontal para ese año. Esta área del glaciar se caracteriza por una lengua larga y angosta que desciende hacia la parte inferior, la que según la clasificación altitudinal presenta gran importancia en términos de superficie.

Considerando este modelo, para la línea de flujo central del glaciar se estimó un largo de 6 km, mientras que el ancho fluctúa entre los 4.8 km y los 500 m. Este último valor corresponde aproximadamente, al ancho medio en la lengua glaciar.

Clase altitudinal (m)	IDW			TIN		
	Area (km ²)	Area (%)	Area acum. (%)	Area (km ²)	Area (%)	Area acum. (%)
> 3000	0.3	3.1	3.1	0.5	4.9	4.9
2500-3000	1.4	15.6	18.7	1.4	14.9	19.9
2000-2500	1.1	11.9	30.6	1.3	14.3	34.2
1500-2000	2.6	28.1	58.8	2.5	26.4	60.6
1000-1500	1.4	15.2	74.0	1.5	16.1	76.7
500-1000	2.4	26.0	100.0	2.2	23.3	100.0
Total	9.3			9.3		

Tabla 17. Clases altitudinales del Glaciar Casa Pangué en 1961 cada 500 metros con "IDW" y "TIN".

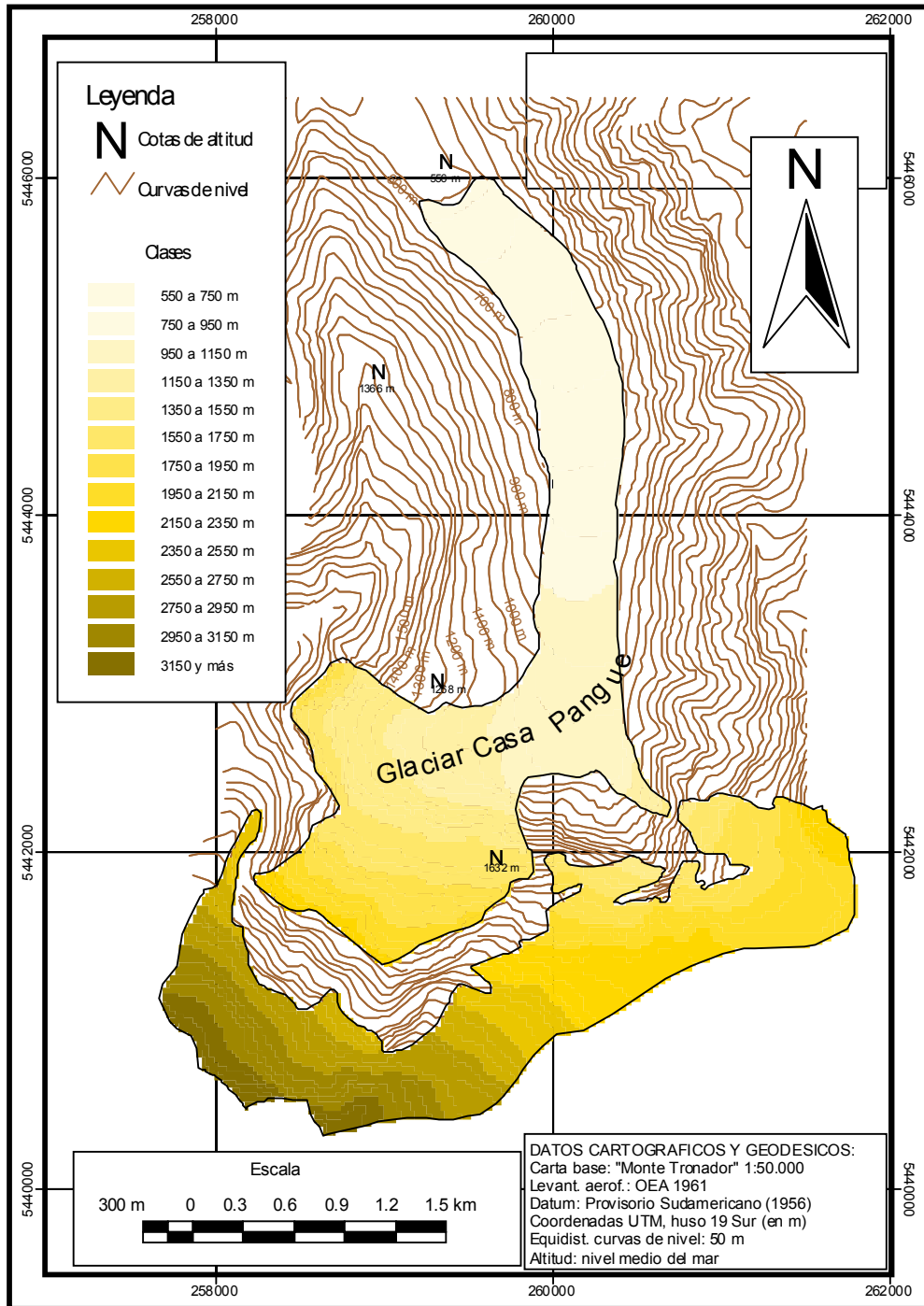


Figura 20. DEM de elevaciones del Glaciar Casa Pangué en 1961.

A partir de éste último DEM, se obtuvieron los modelos de pendientes y de exposición de ladera. Cabe destacar que éstos reflejan en gran medida los artefactos del modelo de elevaciones, adquiridos en el empleo del método TIN. Esto es evidente en las márgenes de la lengua terminal, por la formación de triángulos en el proceso de interpolación de las curvas de nivel. No obstante lo anterior, pueden desprenderse algunas características generales de ambos modelos.

La **Figura 21** representa el modelo de pendientes del Casa Pangué con un ancho de clase de 10°. Se observa que en la superficie de la lengua glaciar, bajo los 1000 m, los valores se encuentran entre los 0° y los 10°, mientras que entre los 1000 m y los 1300 m, éstos oscilan entre 10 y 20°. Sobre esa cota, la pendiente aumenta entre los 20° y los 50° en dirección a las márgenes y la cabecera del glaciar. En la zona de alimentación, las pendientes superan en general los 20°.

La **Figura 22** representa el modelo de exposición de ladera del glaciar, con un ancho de clase de 45°. La orientación de la ladera entre los 550 y los 750 m es en general en sentido NW (270-359°), producto de la inflexión de la lengua en el valle del Casa Pangué, desviándose al ENE (0-45°) sobre los 800 m. En el límite con el glaciar Norte (ver **Figura 5**), es principalmente SSE (180-225°).

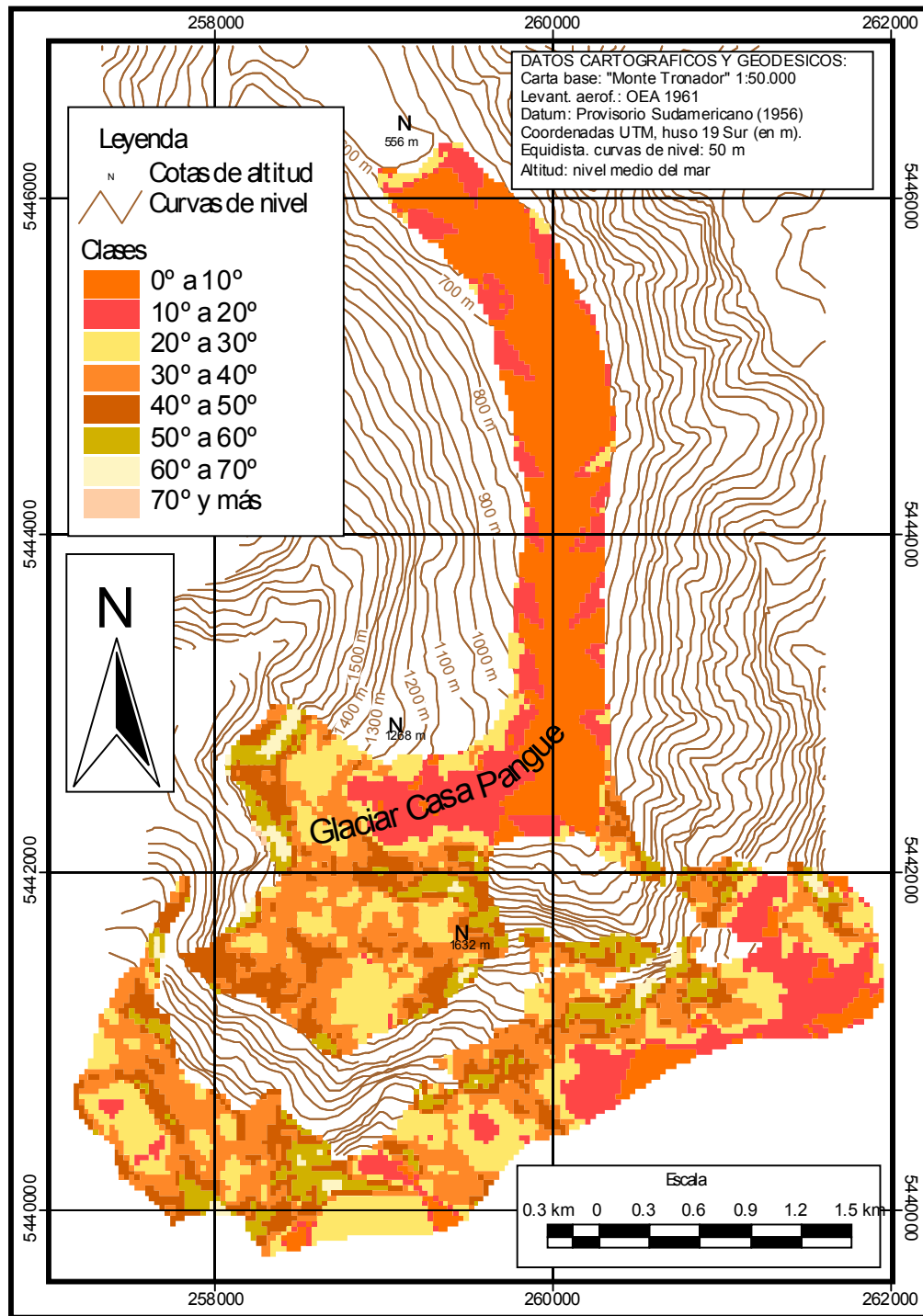


Figura 21. DEM de pendientes del Glaciar Casa Pangué en 1961.

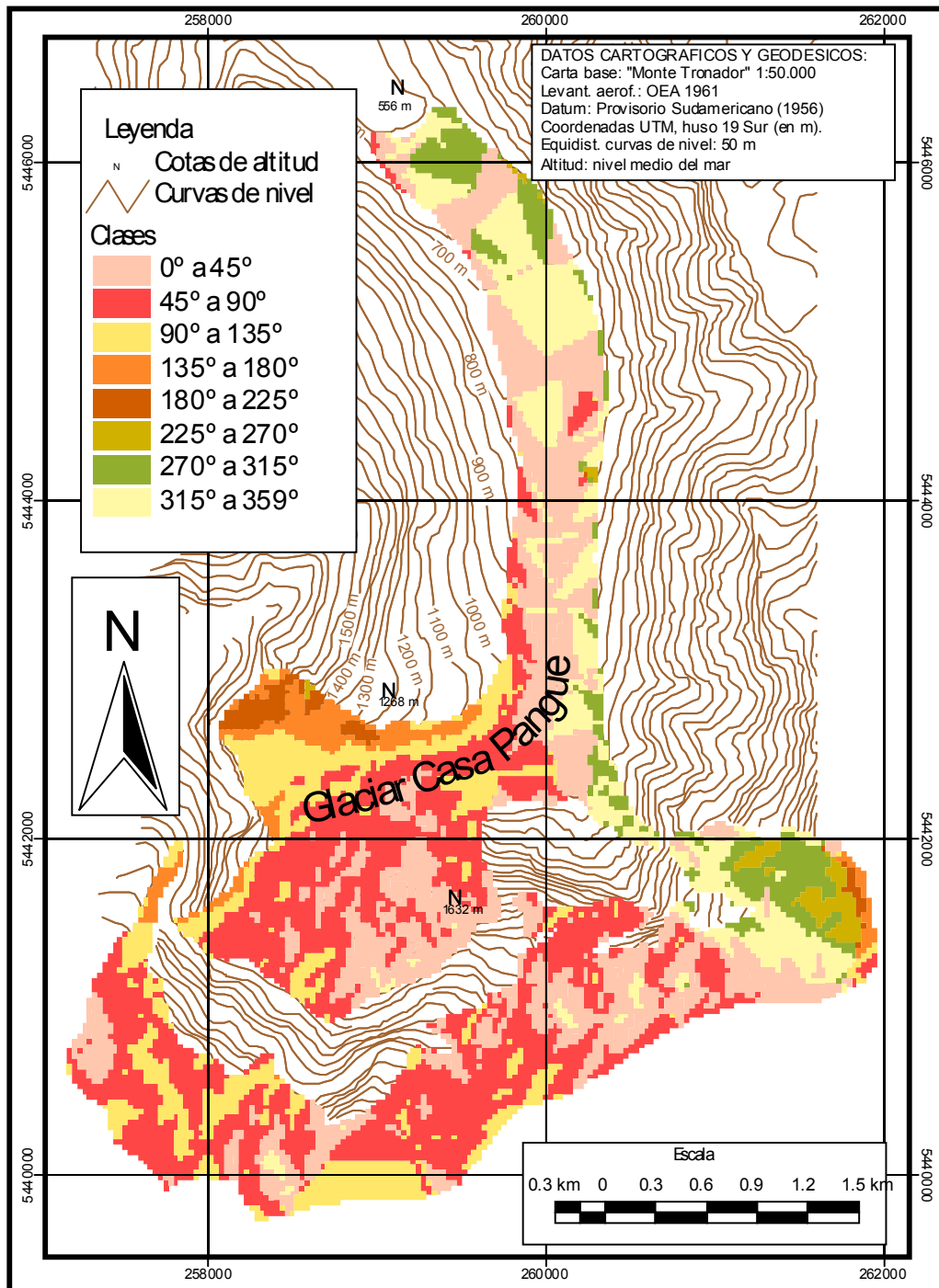


Figura 22. DEM de exposición del Glaciar Casa Pangue en 1961.

2.2.1.3 ALE y curva hipsométrica

Las observaciones de la línea de nieves a esta latitud de Los Andes no son de fines de verano, y por lo tanto, no corresponden a la línea de equilibrio, definida como la superficie con balance de masa “cero”, debido a que la acumulación y la ablación de masa son equivalentes (BENN & EVANS, 1998).

En su reemplazo, el cálculo de la ALE se basó en la ecuación de CONDOM (2002), considerando las precipitaciones y la altura de la isoterma anual de 0°C en Puerto Montt, lo que de este modo dice relación con los procesos de ablación y acumulación de masa.

La **Tabla 18** indica la altura de la línea de equilibrio entre 1961 y 2000, apreciándose una tendencia positiva en general, en el transcurso de las últimas décadas. En el año 2000, su posición se encuentra a los 1958 m, lo que equivale a unos 300 m sobre la altura que presentaba en 1961.

Altura de la Línea de Equilibrio (m)				
año 1961	año 1971	año 1981	año 1991	año 2000
1664	1744	1835	1992	1958

Tabla 18. Altura de la Línea de Equilibrio (m) del Casa Pangué.

La **Figura 23** representa la curva hipsométrica del glaciar Casa Pangué en 1961 junto a la línea de equilibrio para los años señalados. Se aprecia que la superficie del glaciar es más abrupta a partir de los 2200-2300 m. Esto último también puede constatarse en la clasificación altitudinal del glaciar, donde la superficie sobre los 2000 m tiene una baja proporción del área total, como así también en el modelo de pendientes, las que en esta parte superan los 30°.

Considerando la posición de la ALE de 1961 sobre la curva hipsométrica, el AAR del Casa Pangué para esa fecha era de 0.55, o en otras palabras, la superficie de la zona de acumulación de masa (sobre la posición de la ALE) correspondía a un 55% de la superficie total del glaciar. Esta situación se considera estable para los glaciares de latitudes medias (BENN & EVANS, 1998). En términos de la superficie de hielo, lo anterior implica que la zona de acumulación es de 5.1 km² y la zona de ablación es de 4.2 km².

Durante las últimas décadas, se aprecia una tendencia a la reducción del AAR, como consecuencia del ascenso de la línea de equilibrio sobre la curva. En el 2000, ese valor es aproximadamente de 0.4, indicando una superficie de acumulación insuficiente en relación con la estabilidad frontal de los glaciares (BENN & EVANS, 1998).

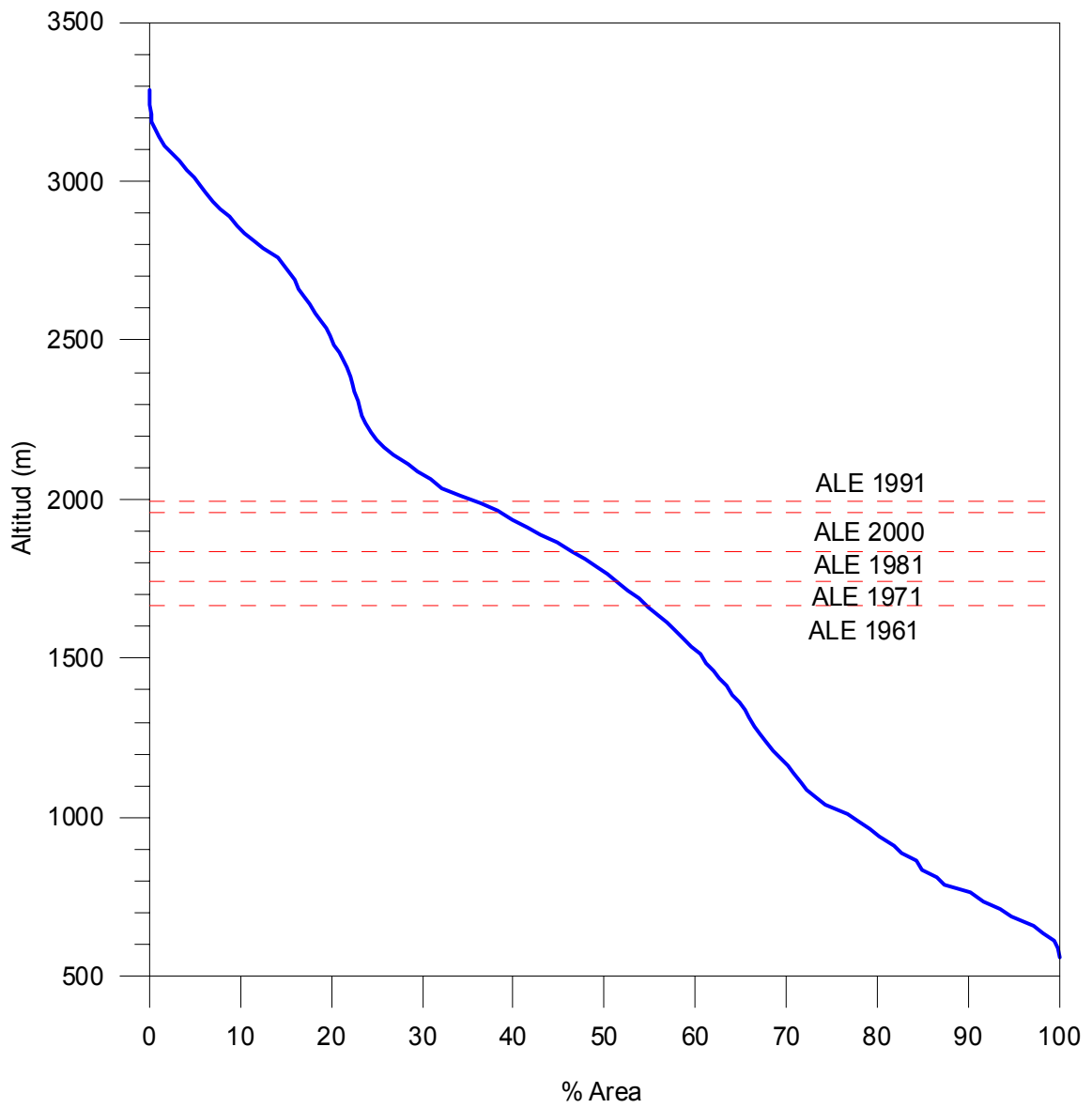


Figura 23. Curva hipsométrica del Glaciar Casa Pangué y altura de la línea de equilibrio (ALE) en los últimos 40 años.

2.2.2 Cambios de espesor de hielo

2.2.2.1 Error vertical de los modelos

De acuerdo con FALKNER (1995), el error de la carta regular “Monte Tronador” (orden I) está en relación con la equidistancia de las curvas de nivel. Considerando un intervalo de 50 m, el error según ecuación 7 es de $50/3 = 17$ m.

El área seleccionada para evaluar el error de los métodos IDW y TIN, mediante el procedimiento “jack-nifing”, es de 6.6 km². El área muestreada se encuentra ubicada entre los 500 y los 1500 m, y por lo tanto, comprende gran parte de la zona de ablación del Casa Pangué. En ella se eliminaron 10 curvas de nivel, equivalentes al 50% del total de la data original (550, 650, ..., 1450 m.s.n.m.).

Los modelos incompletos realizados con IDW y TIN (50% de las curvas de nivel) fueron rasterizados y comparados con sus respectivos modelos completos. Para el método IDW, la diferencia media entre el modelo completo y el incompleto es de 9.1 ± 26 m, y para el método TIN es de 8.5 ± 22 m. Por lo tanto, los cambios de espesor son analizados a partir del DEM realizado con este último método, cuyo error vertical total (RMS) es de ± 19 m.

Para los modelos de 1981 y 1998, se estimó que la imprecisión vertical de los puntos de control o GCPs es de ± 5 m (ALEJANDRA TORO, Instituto Geográfico Militar, comunicación personal), mientras que el error adquirido en el proceso de restitución fotogramétrica es de ± 6 m (HENRY BRECHER, Universidad de Ohio, comunicación personal), lo que origina un error RMS de ± 8 m para ambos modelos.

El error RMS del DEM ASTER, estimado de los residuales de los GCPs para el ajuste de bandas, resultó de ± 47 m.

Los errores verticales independientes y totales (RMS) de los DEMs generados en este trabajo están indicados en la **Tabla 19**.

DEM	Errores (m)	RMS total (m)
1961	17 (curvas) 8.5 (TIN)	± 19
1981	5 (GCPs) 6 (fotogrametría)	± 8
1998	5 (GCPs) 6 (fotogrametría)	± 8
2003	N/D	± 47

N/D No disponible

Tabla 19. Errores verticales (m) asociados a la generación de DEMs.

2.2.2.2 Error horizontal de los modelos

Se considera que el error horizontal de los DEMs obedece al error de posición del datum Provisorio Sudamericano de 1956, de acuerdo a los parámetros de NIMA (1997) para su conversión al datum mundial WGS 1984. Con ello, se estima un desplazamiento horizontal de ± 20 m para todo el conjunto de datos (**Tabla 20**).

Parámetros	PSAD 1956	WGS 1984
a (m)	6378388	6378137
1/f	297	298.257223563
Δx	-305 ± 20	0 ± 1
Δy	243 ± 20	0 ± 1

Tabla 20. Constantes y parámetros de conversión de datum PSAD 1956 a WGS 1984 (NIMA, 1997).

2.2.2.3 Cambio de espesor neto

La **Tabla 21** indica el número de días julianos entre las fechas de adquisición de los DEMs, los cambios de espesor obtenidos mediante la resta aritmética y el error RMS vertical combinado de esos modelos. El área de análisis tiene una superficie de 0.52 km², encontrándose dentro de la zona testada por jack-knifing, aproximadamente entre los 700 y los 1100 m.

A escala multidecadal, un bajo error se obtiene entre 1961 y 1998 debido a la alta precisión del modelo estereoscópico. En consecuencia, el menor valor de error es resultado de la comparación entre estos dos últimos modelos. Entre 1961 y el año 2003, el error RMS aumenta más del doble respecto de 1961-1998, lo que obedece a la imprecisión del DEM ASTER.

La magnitud del cambio de espesor medio supera el error RMS tanto en los períodos parciales como totales, con valores negativos que indican una clara señal de adelgazamiento para el Casa Pangué. Las **Figuras 24 a 26** representan los cambios de espesor neto en los períodos parciales.

Período	Diferencia de días julianos entre DEMs	Mínimo (m)	Máximo (m)	Medio (m)	RMS vertical (m)
1961-1981	7006	-56	-2	-22	± 21
1981-1998	6502	-95	-30	-64	± 11
1981-2003	8086	-94	-20	-54	± 48
1961-1998	13508	-125	-59	-86	± 21
1961-2003	15092	-116	-34	-76	± 51

Tabla 21. Días julianos entre fechas de adquisición de DEMs, cambios de espesor de hielo del Glaciar Casa Pangué y error vertical RMS combinado.

El cambio de espesor medio entre 1961 y 1981 es de -22 ± 21 m. Si bien no es posible inferir una conclusión definitiva para este período, debido a que este valor es levemente superior al error RMS, señalaría el moderado adelgazamiento. En cambio, la señal es clara bajo los 800 m, con valores que fluctúan entre -56 y -30 ± 21 m. El menor adelgazamiento se produce cerca de los 800 m, con un valor de -2 ± 21 m. A mayor altura, el cambio de espesor disminuye irregularmente, pero mostrando un resultado que está de acuerdo con un gradiente altitudinal (**Figura 24**).

Durante el segundo período, se observa la aceleración reciente de la tendencia. El cambio de espesor medio entre 1981 y 1998 es casi seis veces mayor que el error RMS, con un valor de -64 ± 11 m. El valor máximo de adelgazamiento alcanza los -95 ± 11 m, el que disminuye con la altura hasta un valor de -30 ± 11 m (**Figura 25**). El cambio de espesor medio entre 1981 y 2003 es de -54 ± 48 m, mostrando un valor subestimado en comparación con lo anterior. No obstante, el error RMS resulta cuatro veces mayor. Se observa una tendencia similar, con un adelgazamiento máximo de -94 ± 48 m a una altura aproximada de 750 m, y la disminución hasta un mínimo de -20 ± 48 m cerca de los 1100 m (**Figura 26**).

Las **Figuras 27 y 28** representan los cambios de espesor durante el período total, observándose en términos generales, un fuerte adelgazamiento entre los 700 y los 800 m, y la disminución con la altura.

Entre 1961 y 1998, el valor medio es de -86 ± 21 m, con un valor de -125 ± 21 m alrededor de los 750 m, y un valor máximo de -59 ± 21 m.

El cambio en el período 1961-2003 es similar, con valores de adelgazamiento levemente menores, pero con el mayor error RMS. El cambio de espesor medio es de -76 ± 51 m y los valores extremos son de -116 y -34 ± 51 m.

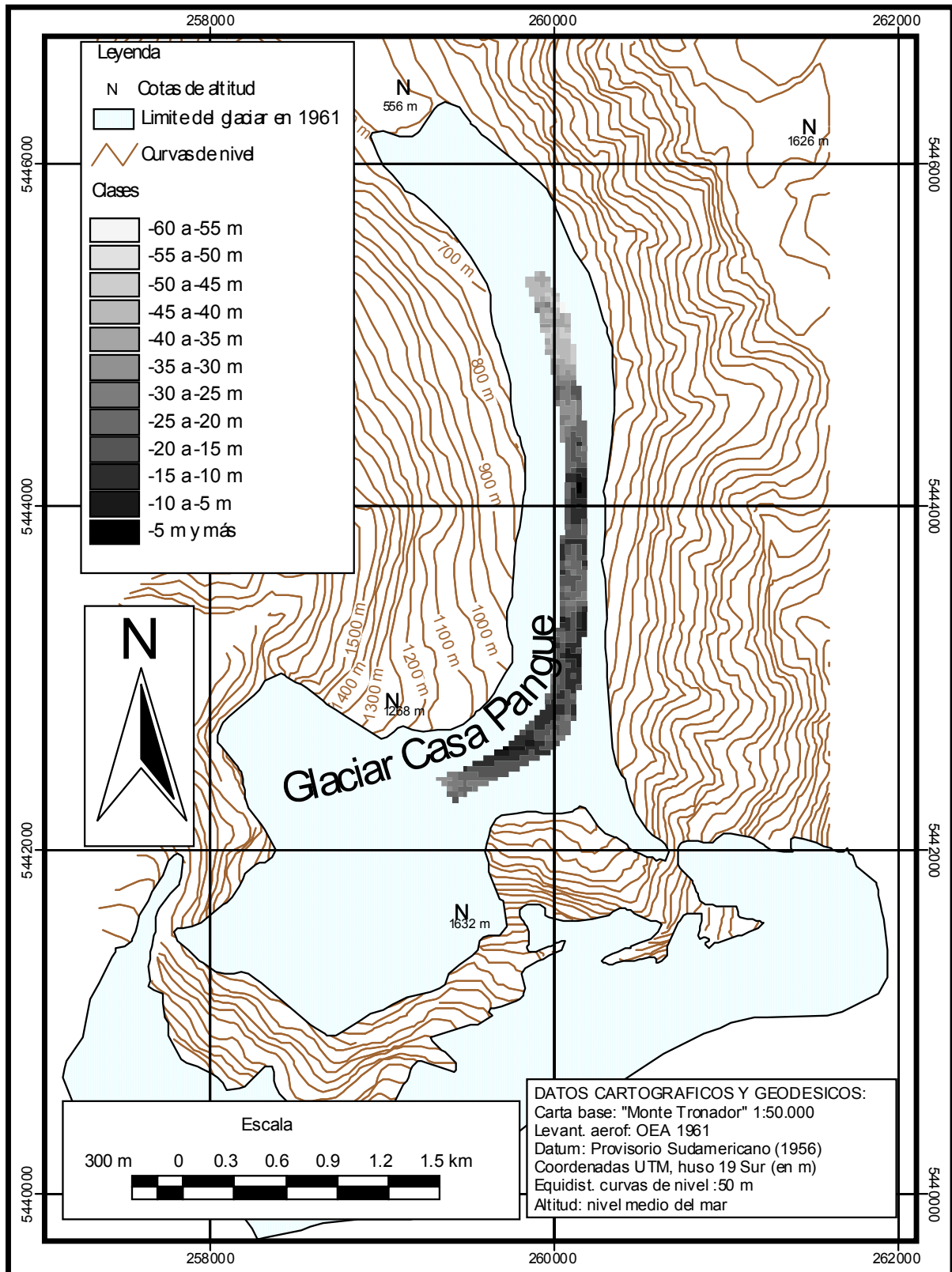


Figura 24. Cambio de espesor neto del Glaciar Casa Pangue entre 1961 y 1981.

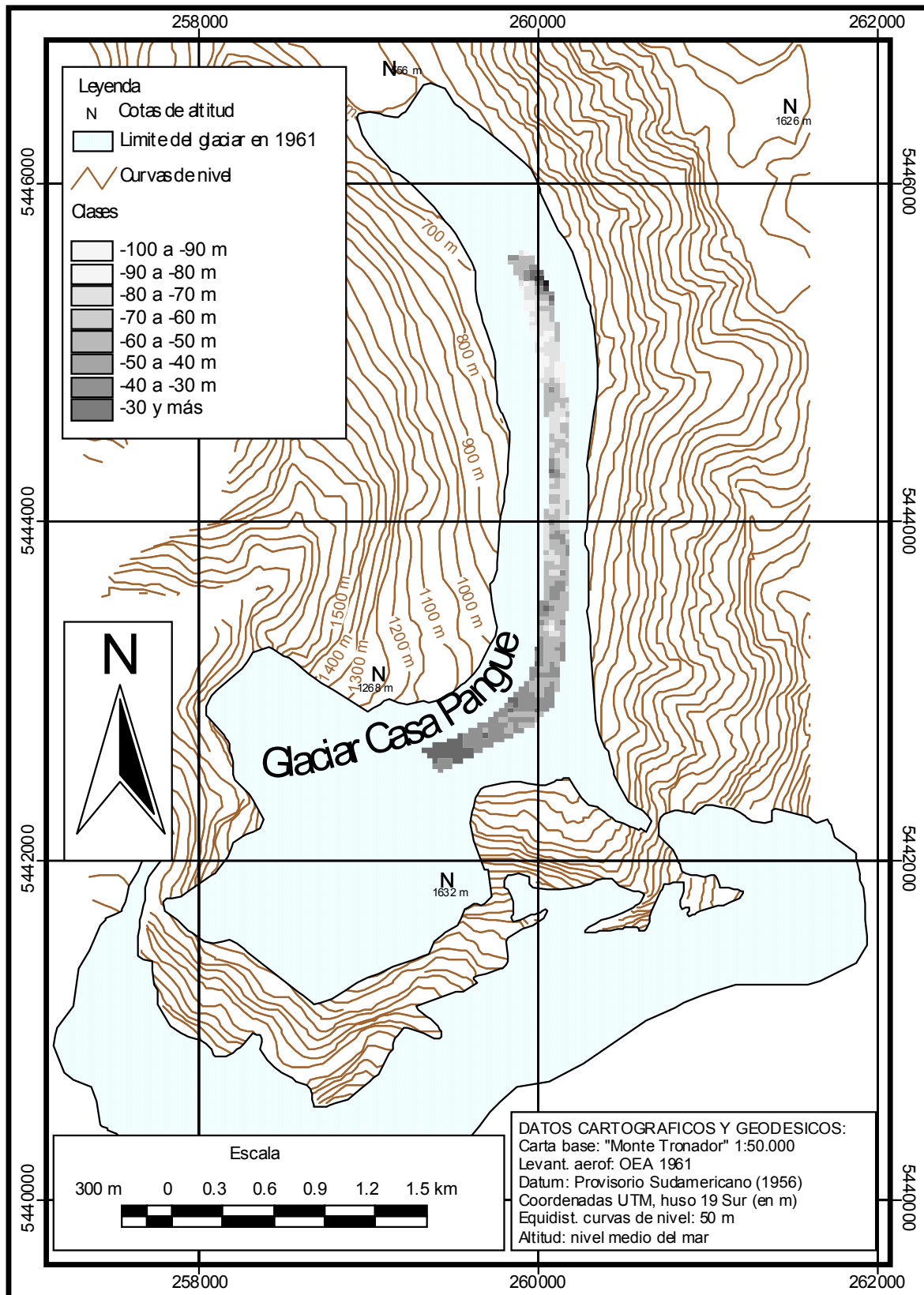


Figura 25. Cambio de espesor neto del Glaciar Casa Pangue entre 1981 y 1998.

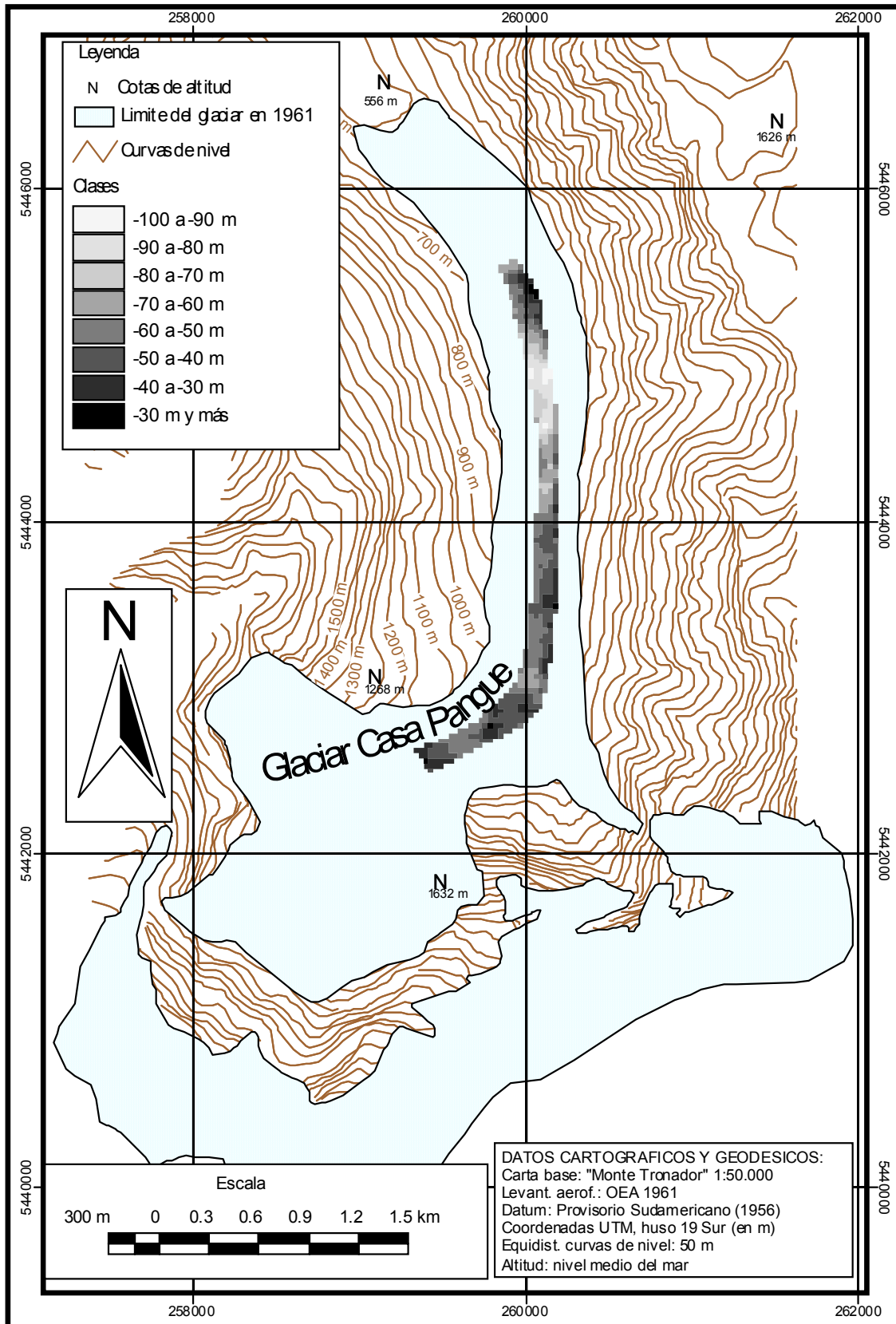


Figura 26. Cambio de espesor neto del Glaciar Casa Pangue entre 1981 y 2003.

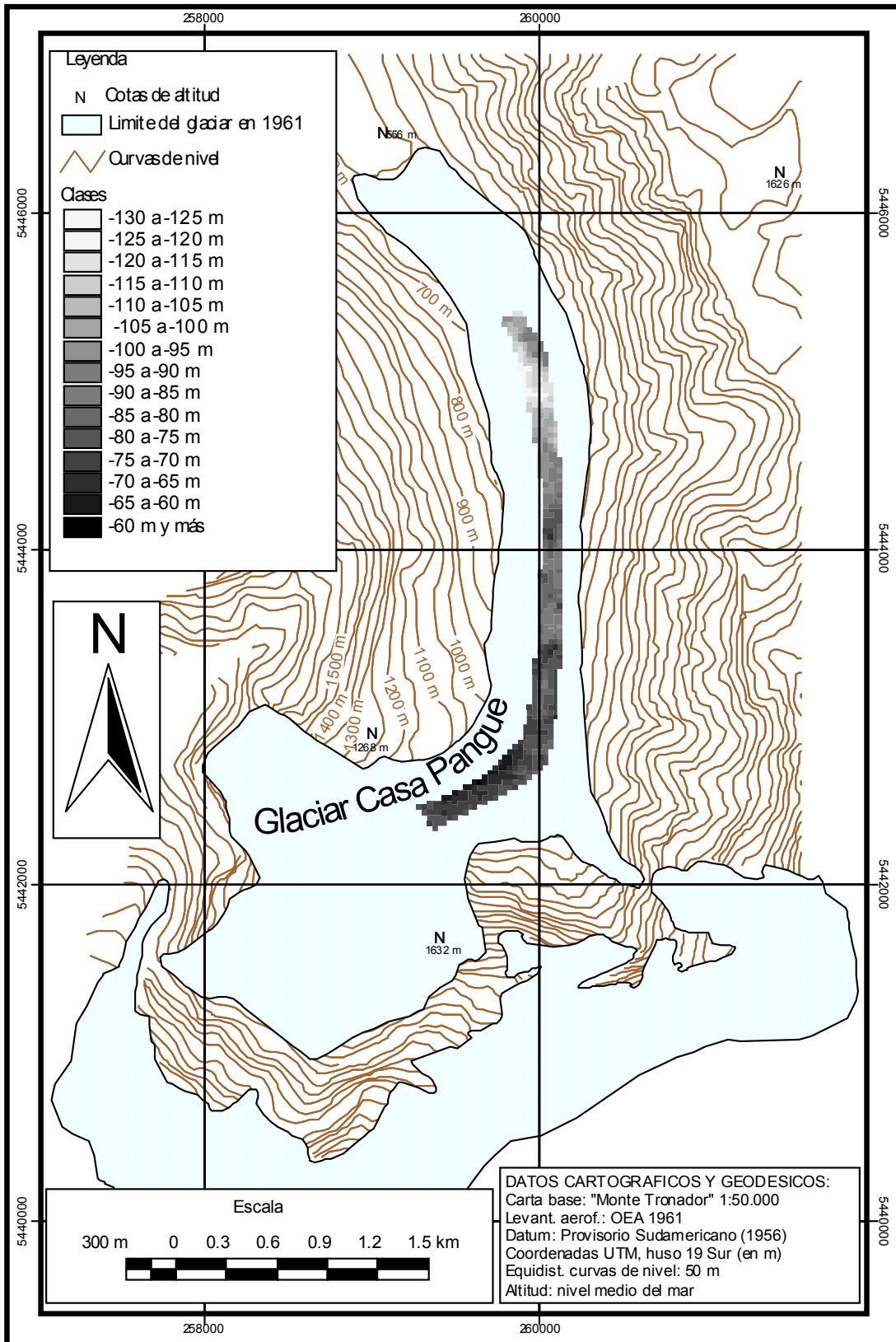


Figura 27. Cambio de espesor neto del Glaciar Casa Pangue entre 1961 y 1998.

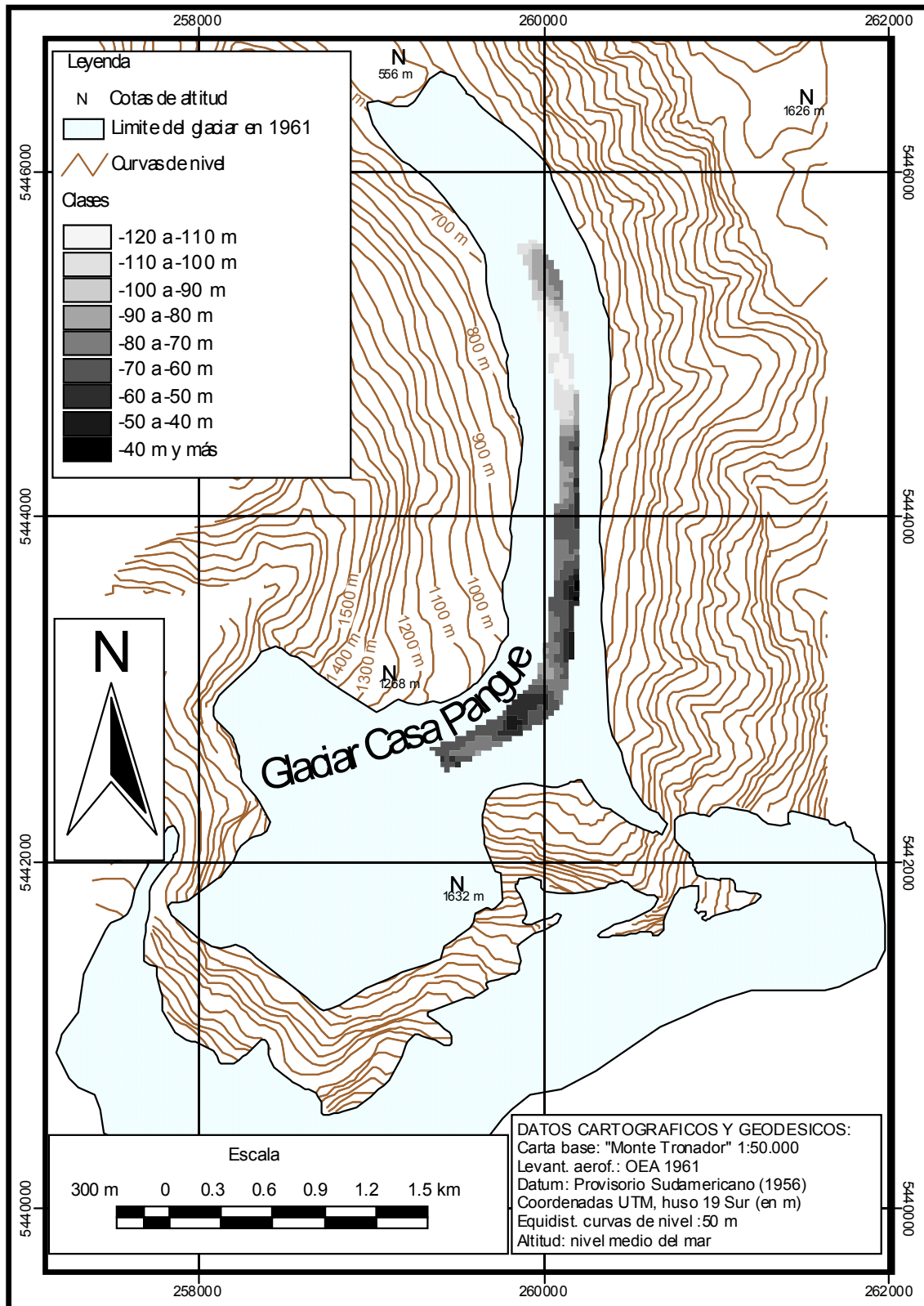


Figura 28. Cambio de espesor neto del Glaciar Casa Pangue entre 1961 y 2003.

2.2.2.4 Cambio de espesor anual

Las **Figuras 29** y **30** representan la tendencia anual de los cambios de espesor (m a^{-1}) en el perfil topográfico ubicado entre los 700 y los 1050 m, para los períodos 1961-1998 y 1961-2003, respectivamente. Las tasas anuales fueron obtenidas basándose en los días julianos que se indicaron en la **Tabla 21**.

En términos generales, puede constatarse la tendencia negativa para el Casa Pangué, con tasas de adelgazamiento menores en los primeros veinte años de análisis, pero que superan los errores RMS anuales. A escala de las cuatro décadas y comparando los cambios de espesor versus la elevación, se observa una tendencia de adelgazamiento bien definida entre los 700 y los 1100 m, con valores máximos a baja altura y la disminución hacia el área de acumulación del glaciar.

La tasa anual promedio entre 1961 y 1981 es de $-1.2 \pm 1.1 \text{ m a}^{-1}$, período en que se presenta un adelgazamiento mayor en el inicio del perfil (A), cerca de los 700 m, al alcanzar cerca de $-2.5 \pm 1.1 \text{ m a}^{-1}$. La menor tasa se obtiene a los 800 m, la cual es de $-0.1 \pm 1.1 \text{ m a}^{-1}$. A partir de los 800 m, los valores fluctúan en general entre -1.5 y $-0.5 \pm 1.1 \text{ m a}^{-1}$.

En el período siguiente, el adelgazamiento experimenta un notorio incremento. Para el período 1981-1998, la tasa anual aumenta al triple respecto del período anterior, la que es de $-3.6 \pm 0.6 \text{ m a}^{-1}$. A los 750 m, se constatan valores de adelgazamiento cercanos a $-5.0 \pm 0.6 \text{ m a}^{-1}$ y la disminución progresiva hasta los $-3.0 \pm 0.6 \text{ m a}^{-1}$ (A').

Para el período de los 37 años entre 1961 y 1998, que presenta una tasa promedio de $-2.3 \pm 0.6 \text{ m a}^{-1}$, es posible apreciar un patrón espacial definido a lo largo del perfil topográfico. En primer lugar, se observa que el adelgazamiento disminuye entre los 750 y los 700 m, lo que debiera relacionarse con el retroceso frontal, al ser

removido el hielo totalmente a baja altitud. A los 750 m, el adelgazamiento es máximo, con un valor de $-3.4 \pm 0.6 \text{ m a}^{-1}$, para luego disminuir con un gradiente relativamente lineal con la altura, alcanzando valores de $-2.0 \pm 0.6 \text{ m a}^{-1}$ sobre los 1000 m.

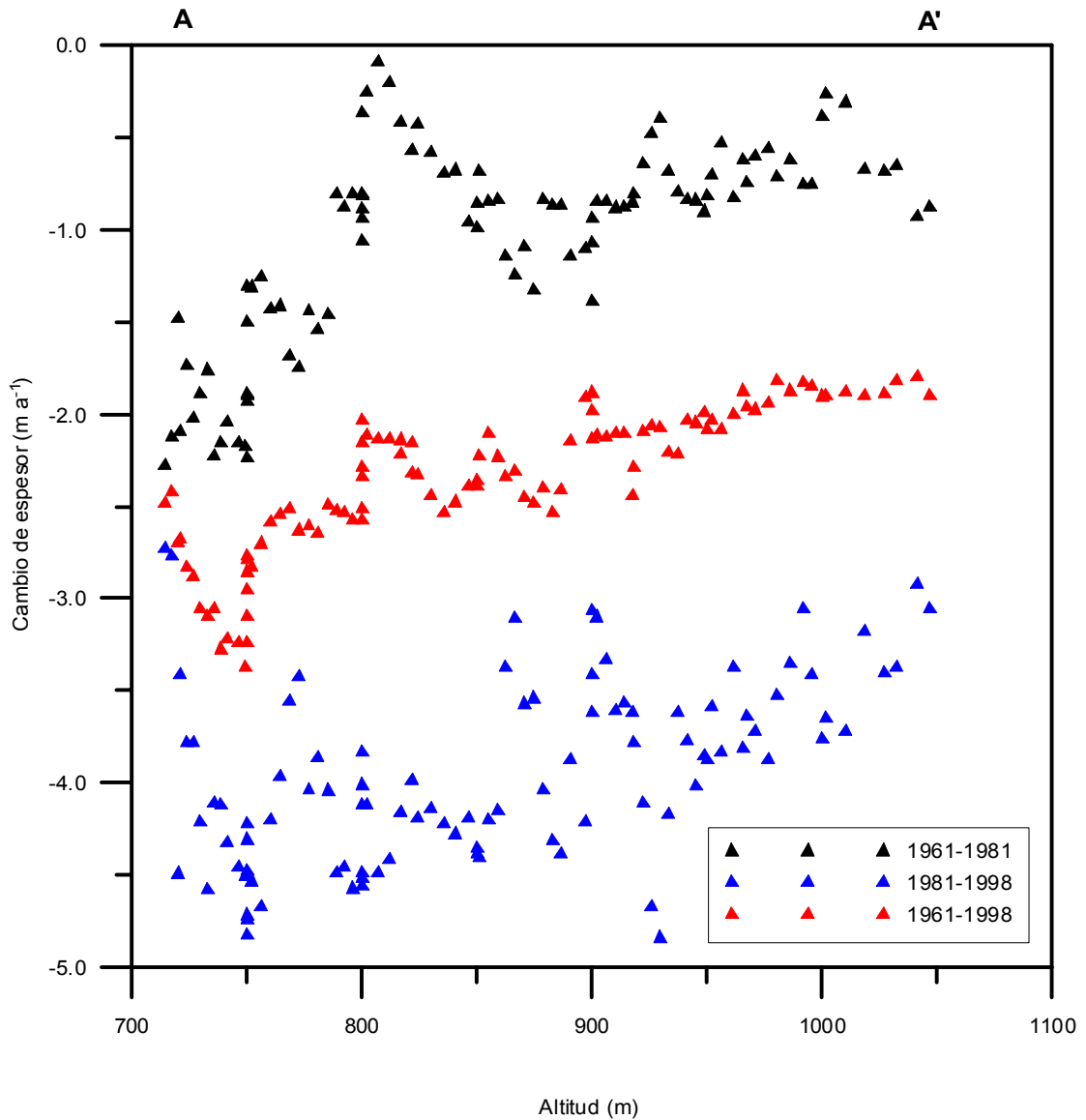


Figura 29. Cambio de espesor anual del Glaciar Casa Pangué entre 1961 y 1998.

Los cambios de espesor entre 1981 y el año 2003 indican una tasa anual promedio de $-2.4 \pm 2.2 \text{ m a}^{-1}$. El mayor adelgazamiento se observa entre los 750 y los 800 m, alcanzando valores de $-4.2 \pm 2.2 \text{ m a}^{-1}$, y el mínimo cerca de los 1000 m, el que es de $-1.4 \pm 2.2 \text{ m a}^{-1}$.

Para el período de los 42 años entre 1961 y 2003, la tasa media anual es de $-1.8 \pm 1.2 \text{ m a}^{-1}$. Puede apreciarse la disminución del adelgazamiento en la zona frontal, con adelgazamiento máximo cerca de los 800 m ($-2.2 \pm 1.2 \text{ m a}^{-1}$) y su disminución con la altura. El análisis del DEM ASTER subestimaría la tasa de adelgazamiento anual y la tasa de error es del doble que en el período 1961-1998, pero muestra un cambio general que está de acuerdo con los resultados anteriores.

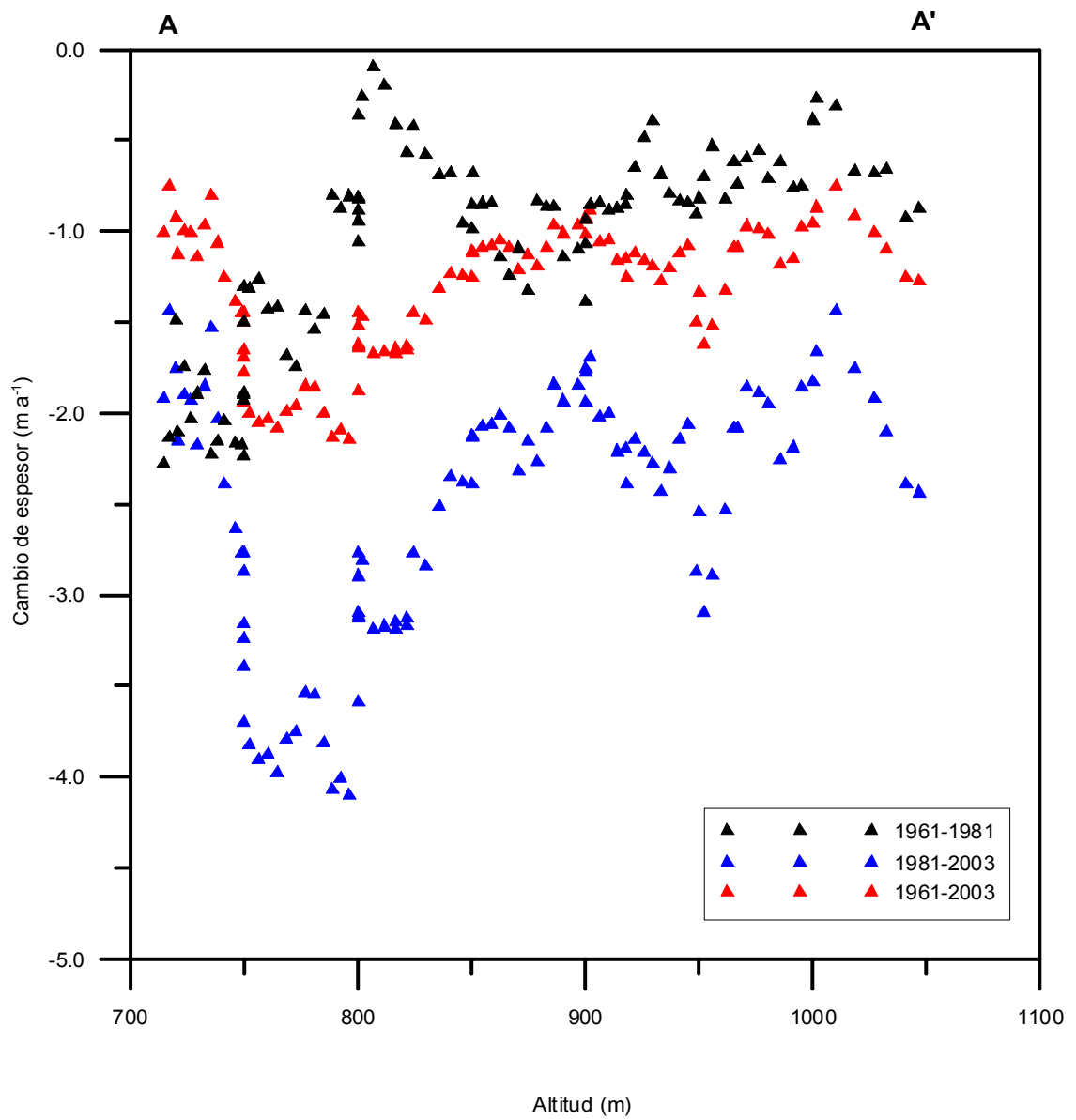


Figura 30. Cambio de espesor anual del Glaciar Casa Pangué entre 1961 y 2003.

2.2.3 Variación frontal

Las variaciones históricas del Glaciar Casa Pangué han sido analizadas mediante métodos dendrocronológicos, estableciéndose una datación mínima del año 1821 para la morrena frontal correspondiente a la Pequeña Edad del Hielo, e indicando el retroceso a partir de ese período (ALEXIA WOLODARSKY, Instituto de Silvicultura, Universidad Austral, comunicación personal).

Los datos de REICHERT (1927), luego de su expedición a la plataforma del Tronador, constituyen los primeros antecedentes en épocas recientes. Sobre el Casa Pangué, el texto señala: *“termina en una altura de 370 metros sobre el nivel del Pacífico, presentando además la curiosidad de que su morrena frontal, que cubre el portón de hielo, da sostén a una vegetación de arbustos, que en 1911 presentaba bastante desarrollo”* (REICHERT, 1927:388).

Esto último ha sido analizado en RABASSA *et al* (1981) y VEBLEN *et al* (1989), señalándose que en sus arcos morrénicos en tránsito, originados por avalanchas desde la cabecera hacia la superficie del hielo, se ha desarrollado vegetación en áreas con cubierta sedimentaria. El reacomodo de los arcos morrénicos con el movimiento glaciar indicarían que el Casa Pangué es un glaciar activo.

Los análisis de fotografías aéreas verticales determinaron las variaciones glaciares del Casa Pangué en las últimas décadas. La **Tabla 22** indica su cambio frontal desde 1961 y su equivalente en superficie (RIVERA *et al*, 2000a; RIVERA *et al*, 2002). En términos generales, se señala una tendencia de retroceso, que entre 1961 y 1995 es de un valor neto de 1099 m, lo que ha significado una pérdida de superficie de -0.6 km^2 . Las variaciones frontales se encuentran representadas en la **Figura 31**.

De acuerdo a RIVERA *et al* (2002), entre 1995 y 1998 el frente retrocedió unos 100 m más. Al analizar la posición frontal de 1998 sobre el DEM de 1961, se obtiene una altura aproximada de 700 m, mientras que la cota mínima de ese DEM es de 550 m. Esto explicaría la disminución del adelgazamiento que se observó bajo los 800 m. Con ello, el área total en 1998 resultó de 8.5 km², lo que indica una reducción de – 0.8 km² desde 1961.

Es preciso hacer notar que REICHERT (1927) señaló que el glaciar era fácilmente accesible desde la estación Casa Pangué, en el camino internacional, el que sería captado lejanamente en la fotografía tomada en 1911 (**Figura 32a**). No obstante, la altura dada por el autor solo debería ser tomada como una referencia general, debido a que la precisión o los instrumentos empleados para sus estimaciones son inciertos. Pese a lo anterior, la comparación de la fotografía antigua con una actual confirma el notable retroceso del glaciar, no siendo visible desde aproximadamente la misma ubicación (**Figura 32b**).

En términos de tasa anual, existe un cambio frontal negativo para todos los períodos, no obstante se observa la variabilidad durante las últimas cuatro décadas. El retroceso entre 1961 y 1995 es de -32 m a⁻¹. Entre 1961 y 1981, la tasa anual es de -18 m a⁻¹, mientras que ésta aumentó a -52 m a⁻¹ y -67 m a⁻¹ en los períodos siguientes, de lo que se deduce una aceleración en el retroceso frontal. Lo anterior explicaría la formación reciente de una laguna proglacial en su frente (ANDRES RIVERA, Departamento de Geografía, Universidad de Chile, comunicación personal), sugiriendo que en las próximas décadas, la dinámica frontal podría evolucionar a la de un glaciar desprendente o “calving”, y de este modo, acelerar aún más su tasa de retroceso.

Período	Cambio frontal (m)	Tasa de cambio frontal (m a ⁻¹)	Cambio de área (km ²)	Tasa de cambio de área (km ² a ⁻¹)
1961-1981	-367	-18		
1981-1995	-732	-52	-0.6*	-0.02*
1995-1998	-134	-67		
1998-2000	-21	-7		

Tabla 22. Variaciones frontales y areales del Glaciar Casa Pangué (RIVERA *et al*, 2002). *Período 1961-1995.

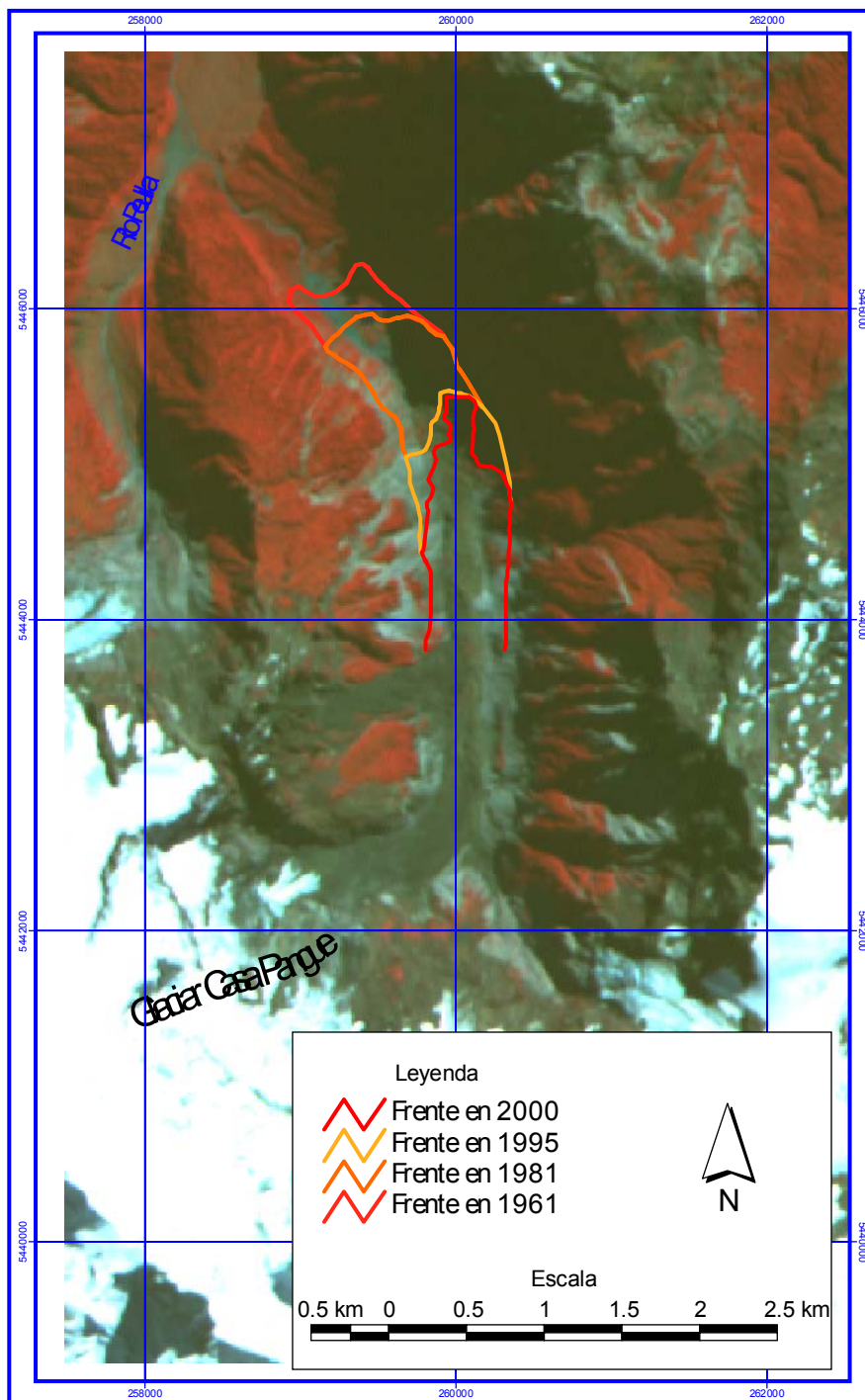


Figura 31. Imagen ASTER falso color (bandas 1, 2 y 3N) y posición frontal del Casa Pangué en las últimas cuatro décadas (RIVERA *et al*, 2002).

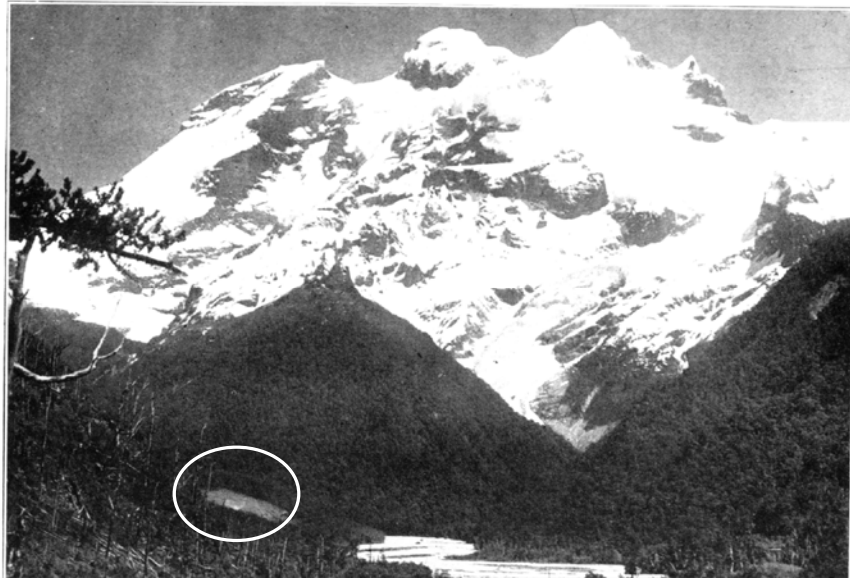


Figura 32. (a) El Tronador desde el Casa Pangué en 1911. El frente del glaciar se encuentra encerrado por el círculo (REICHERT, 1927). (b) El Tronador desde la misma ubicación en el año 2000 (Foto de Ricardo Villalba, CRICYT, Mendoza).

III. DISCUSION

3.1 Variabilidad climática

Durante la segunda mitad del siglo XX, las temperaturas medias superficiales en la Región de Los Lagos disminuyeron de $-0.014^{\circ}\text{C a}^{-1}$ a $-0.021^{\circ}\text{C a}^{-1}$, con un enfriamiento característico entre los años cincuenta y principios de los setenta. Este patrón de cambio se observa particularmente en las temperaturas máximas, las que entre 1950 y 1992 experimentaron una disminución de $-0.027^{\circ}\text{C a}^{-1}$ a $-0.041^{\circ}\text{C a}^{-1}$. Por el contrario, la estructura vertical de la atmósfera mostró el calentamiento troposférico sobre el nivel geopotencial de los 850 hPa, especialmente a partir de la década de los años setenta.

En esta zona climática, ROSENBLÜTH *et al* (1997) señalaron tasas negativas menores entre 1960 y 1992, lo que reafirma que la disminución de las temperaturas fue un factor clave en los años cincuenta, considerado parte de una tendencia hemisférica entre los 30°S y los 60°S (JONES, 1988). Al respecto, se ha señalado que condiciones anticiclónicas favorables para la surgencia de aguas subsuperficiales, y en consecuencia, la predominancia de anomalías negativas de la temperatura superficial del mar, son las que determinan el enfriamiento del aire a baja altura (ACEITUNO *et al*, 1993; SANGUINETTI, 1994).

La tendencia a la estabilización de las temperaturas en los últimos veinticinco años, junto con el cambio en el Índice ENSO, coincide con lo planteado en GIESE *et al* (2002) cuando se señaló que el abrupto aumento de las temperaturas en el Pacífico tropical en 1976 ha sido el predecesor del aumento de las temperaturas globales. Las temperaturas medias superficiales en la región aumentaron entre $-0.028^{\circ}\text{C a}^{-1}$ y $0.07^{\circ}\text{C a}^{-1}$ entre 1975 y 2000, observándose un incremento mayor en las mínimas, de acuerdo con lo descrito por ROSENBLÜTH *et al* (1997) en relación con el cambio en el Índice de la Oscilación del Sur.

Por su parte, la estabilización de las temperaturas estivales en el período reciente, con tasas entre $-0.011^{\circ}\text{C a}^{-1}$ y $0.014^{\circ}\text{C a}^{-1}$, coincide con las fluctuaciones climáticas históricas asociadas a la Oscilación del Sur cuando VILLALBA (1994) observó mediante dendrocronología que los inviernos lluviosos en Chile central durante los eventos El Niño tienden a relacionarse con los veranos cálidos en Norpatagonia, y viceversa. Con ello, el reciente aumento de las temperaturas en verano podría ser una respuesta a la predominancia de la fase cálida en las últimas décadas.

Las precipitaciones anuales disminuyeron en el mediano plazo, con tasas entre -1 mm a^{-1} y -15.0 mm a^{-1} entre 1961 y 2000, donde el decrecimiento más fuerte durante las dos últimas décadas fue coincidente con el cambio en el Índice ENSO, lo que implica que puede obedecer a la mayor frecuencia de la fase negativa (El Niño), tal como se ha observado después de 1976. No obstante, considerando que los coeficientes de correlación no son significativos, la asociación de la precipitación anual con la variabilidad interdecadal de los fenómenos ENSO debe ser analizada en mayor detalle.

De igual modo, es factible que la reducción mayor de la precipitación de verano en los últimos veinticinco años obedezca a ENSO, cuyos coeficientes de correlación entre -0.13 y -0.21 indican una asociación negativa levemente significativa, de acuerdo con la migración estacional del anticiclón subtropical y el debilitamiento de aquella correlación desde Chile central hacia el sur (MONTECINOS & ACEITUNO, 2003) como también con la cronología de episodios cálidos que prevalecieron durante el período estival (TRENBERTH, 1997).

Entre 1958 y 2000, la tendencia en la estructura vertical de la atmósfera en Puerto Montt fue al calentamiento troposférico sobre el nivel de los 850 hPa, pero especialmente a los 700 hPa ($\sim 3000 \text{ m}$) con una tasa de $0.031^{\circ}\text{C a}^{-1}$ para las temperaturas medias anuales. El calentamiento se refuerza desde principios de los setenta, siendo las dos últimas décadas las más cálidas del período de estudio.

Sobre la tropopausa, los niveles geopotenciales registraron el enfriamiento estratosférico, especialmente en primavera-verano. La disminución de las temperaturas ha predominado principalmente desde los ochenta, constatándose que las temperaturas estivales a los 100 hPa (~16000 m) disminuyeron $-0.063^{\circ}\text{C a}^{-1}$ entre 1958 y 2000, mientras que en el mismo nivel ACEITUNO *et al* (1993) indicó los $-0.05^{\circ}\text{C a}^{-1}$ hasta 1988.

El índice Z aumentó 0.044 desv. estándar a^{-1} en igual período, lo que se profundizó en las dos últimas décadas y particularmente en los años noventa, sugiriendo que el cambio divergente recién descrito obedece al efecto invernadero incrementado, si bien es también factible suponer la influencia de la variabilidad interdecadal del Pacífico en la atmósfera superior. En este sentido, la distribución de frecuencias de años térmicamente extremos entre los 850 y 500 hPa, principalmente asociado al calentamiento troposférico, indicó años fríos sólo hasta mediados de los setenta, luego de lo cual la tendencia se revirtió a la ocurrencia de años cálidos.

Finalmente, la isoterma anual de 0°C aumentó 8.8 m a^{-1} en el período 1958-2000, de acuerdo con la tendencia de calentamiento de los niveles troposféricos. Esto implica un ascenso total de 370 m, si bien hasta inicios de los setenta prevaleció el descenso, mientras que la tendencia se torna positiva en las últimas décadas. A nivel estacional, la isoterma presenta mayor variabilidad. En verano se observó un descenso leve (-1.4 m a^{-1}), pero con un peak en la década de los 80. En el invierno, la isoterma presentó una tasa de 4.2 m a^{-1} , indicando un ascenso moderado para el período de análisis.

3.2 Cambio climático, línea de equilibrio y balance de masa

Los datos sobre la línea de nieves en el Monte Tronador derivan de estimaciones generales, pero se aprecia una tendencia positiva junto a la elevación de la isoterma anual de los 0°C en Puerto Montt, lo que ha sido previamente discutido para la

región de Chile central (CASASSA *et al*, 2003). No obstante, cabe agregar que en KERR & SUDGEN (1993) se plantea que la línea de nieves al norte de los 40°S es mayormente sensible a las precipitaciones, por lo que en el Monte Tronador podría estar más influida por la reducción de las precipitaciones observada en las estaciones meteorológicas regionales.

Considerando la formación de la laguna proglacial del Casa Pangué, parece poco factible que el enfriamiento atmosférico superficial haya afectado al glaciar. Ese proceso también se ha registrado en el glaciar Blanco Chico, ladera occidental del Monte Tronador, donde recientemente se ha producido un fuerte retroceso por el desprendimiento de témpanos en su lago proglacial (RIVERA & ACUÑA, 1997). Una explicación posible es que la disminución de las temperaturas se ha presentado bajo la cota mínima del glaciar, y por lo tanto, no tiene un efecto positivo en la zona terminal y/o que éste ha respondido a la disminución de las precipitaciones.

En relación con la curva hipsométrica del Casa Pangué, el ascenso de la línea de equilibrio en respuesta al aumento de las temperaturas troposféricas y la reducción de la precipitación implica una disminución del AAR de 0.55 en 1961 a 0.4 en el 2000. En este contexto, el calentamiento troposférico, especialmente entre los 850 y 700 hPa (1500-3000 m), junto a la disminución de las precipitaciones, como las tendencias más significativas afectando la región, se constituyen en los principales factores climáticos en la respuesta glaciar, dado que el área de acumulación está perdiendo importancia relativa y/o la acumulación neta está disminuyendo, lo que debiera encontrarse generando balances de masa negativos para el Casa Pangué.

Cabe recordar que la zona de ablación del Casa Pangué está enteramente recubierta con till supraglacial, cuyo espesor varía desde unos pocos centímetros a espesores mayores en sus arcos morrénicos en tránsito (RABASSA *et al*, 1981). Si bien son necesarias estimaciones de mayor detalle, es factible que el aumento de

las temperaturas sobre los 1500 m haya reforzado la absorción de energía calórica por este material, y en consecuencia, favorecido la fusión a mayor profundidad.

La superficie sobre la línea de equilibrio (~2000 m) se encuentra descubierta. Por lo tanto, el calentamiento atmosférico podría aumentar la ablación en forma de fusión en la parte baja de la zona de acumulación, tal como se ha constatado en Campo de Hielos Sur, donde la fusión y el recongelamiento se traduce en la mayor tasa de densificación de la neviza (CASASSA *et al*, 2002). Por otra parte, la menor acumulación nival, debido al aumento de la ablación y menores precipitaciones, pudo haber reducido la alimentación del glaciar.

3.3 Respuesta glacial

Los cambios de espesor analizados en la zona de ablación del Casa Pangué indicaron un adelgazamiento neto promedio de -86 ± 21 m entre 1961 y 1998. La tendencia se encontraba acelerando desde 1981, con un valor triplicado de -64 ± 11 m respecto a los primeros veinte años, lo que señala que el enfriamiento atmosférico en superficie no parece suficiente para estabilizar o minimizar tal tendencia. El cambio de espesor en el período 1961-2003 es de -76 ± 51 m, con -54 ± 48 m entre 1981 y 2003, lo que indica la subestimación de los valores de adelgazamiento pero con errores RMS mucho mayores.

En términos de tasa anual, el adelgazamiento acelera de -1.2 ± 1.1 m a⁻¹ entre 1961 y 1981 a los -3.6 ± 0.6 m a⁻¹ en el período siguiente. Una tasa de adelgazamiento comparable se presentó para la zona de ablación del glaciar Soler, noreste de Campo de Hielo Norte, siendo asociada al incremento de la ablación y la disminución del flujo asociados al cambio climático (NARUSE *et al*, 2000).

En el período de los 37 años (1961-1998), la tasa anual promedio es de -2.3 ± 0.6 m a⁻¹. El análisis del perfil topográfico indicó un cambio negativo en todo el gradiente

altitudinal, el que presenta un patrón espacial muy similar a la curva estimada para los glaciares de Campo de Hielos Sur (RIGNOT *et al*, 2003), sugiriendo una fuerte ablación en un contexto negativo de balance de masa.

La disminución del adelgazamiento entre los 750 y los 700 m hasta los $-1.4 \pm 0.6 \text{ m a}^{-1}$, en sentido inverso a un gradiente térmico de altura, debiera ser explicado por el retroceso del glaciar, al ser removido totalmente el frente de hielo. En consecuencia, el adelgazamiento máximo se produce a los 750 m, con un valor de $-3.4 \pm 0.6 \text{ m a}^{-1}$ que es muy similar a lo detectado en la zona terminal del Casa Pangué en el marco de un estudio sobre las variaciones glaciares en el sur de Chile (FERNANDEZ, 2003). Esta tasa se encuentra por debajo de los valores encontrados en las zonas de ablación de Campo de Hielos Sur, pero los glaciares patagónicos se desprenden típicamente sobre fiordos y lagos pedemontanos (RIGNOT *et al*, 2003), lo que contribuye de manera negativa a sus balances de masa. La curva de adelgazamiento entre los 750 y los 1050 m indica en términos generales, la disminución progresiva hasta los $-2.0 \pm 0.6 \text{ m a}^{-1}$ de acuerdo con un gradiente térmico lineal de altura, donde la señal de cambio continúa siendo superior a la incerteza del método.

El retroceso del glaciar entre 1961 y 1995 es de -32 m a^{-1} , con una reducción de área de 0.6 km^2 , pero que en las dos últimas décadas aumentó a -52 m a^{-1} (RIVERA *et al*, 2002), tal como han sido afectados todos los glaciares ubicados en el Monte Tronador (LEIVA, 1999; RIVERA *et al*, 2000a). La aceleración del retroceso, que ha implicado un ascenso de la posición frontal ca 700 m, sugiere que el flujo desde la zona de acumulación nival ha sido insuficiente para compensar la ablación, debido a un balance de masa negativo.

Basándose en todo lo anterior, la relación planteada entre los cambios climáticos y la respuesta glaciar en la hipótesis de trabajo, es que el aumento de las temperaturas troposféricas y la reducción de las precipitaciones produjeron el ascenso de la línea

de equilibrio, lo que se traduce en el factor explicativo del adelgazamiento, retroceso y pérdida de superficie observados en el Glaciar Casa Pangué.

IV. CONCLUSIONES

Durante la segunda mitad del siglo XX, la Región de Los Lagos experimentó la disminución de las temperaturas y la reducción de la precipitación. Particularmente en la tendencia de las precipitaciones se observó una variabilidad similar al Índice ENSO, lo que permite suponer que éstas se encuentran afectadas negativamente por el fenómeno El Niño-Oscilación del Sur. A diferencia de las temperaturas en superficie, en la columna vertical de la atmósfera se detectó la tendencia al calentamiento troposférico, lo que obedece fundamentalmente al incremento del efecto invernadero.

Estos cambios climáticos constituyen el principal factor explicativo de las fluctuaciones glaciares aquí señaladas, donde el calentamiento troposférico y la disminución de las precipitaciones se relacionan con el ascenso de la línea de equilibrio, el adelgazamiento de hielo y retroceso frontal en un contexto negativo de balance de masa.

Lamentablemente, los DEMs generados con las fotografías aéreas y la imagen ASTER no cubrieron todo el glaciar debido a la ausencia de visión estereoscópica en las áreas de acumulación. Estas áreas también debieran encontrarse afectadas por las tendencias de calentamiento observadas en la serie del radiosonda, sin embargo, las curvas de adelgazamiento obtenidas aquí sugieren que el adelgazamiento es mucho menor a mayor altura. Si estas curvas son extrapoladas en dirección a la cabecera de los glaciares, el adelgazamiento del hielo probablemente se observará al menos cerca de la ubicación de la línea de equilibrio del glaciar, sin embargo, a mayor altura los errores de los DEMs serán mayores que la señal, implicando que se hace necesaria una metodología de mayor precisión en estas áreas de manera de estimar los posibles cambios de espesor.

Una posibilidad es el uso de receptores GPS de calidad geodésica en campañas de terreno, pero el problema de esta tecnología en el Monte Tronador radica en su compleja topografía, lo que presenta numerosas dificultades logísticas. Un método más probable, aunque más costoso, podría ser el uso de sensores de altimetría láser montados a bordo de aviones, los cuales han sido usados exitosamente en Patagonia y otros glaciares del Hemisferio Norte (THOMAS *et al*, 2003).

Considerando que el glaciar ha adelgazado a altas tasas durante las décadas recientes, aún bajo la tendencia de enfriamiento, es posible pensar que en el futuro el retroceso aumentará en respuesta al incremento de las temperaturas superficiales, según lo sugiere la tendencia observada en las series durante los noventa. Bajo este contexto, es factible la evolución del Casa Pangué a una dinámica frontal tipo calving en las próximas décadas, implicando el reforzamiento del balance de masa negativo y el aumento de la escorrentía.

Los resultados aquí generados constituyen nuevos antecedentes sobre los balances de masa en esta latitud de Los Andes, sin embargo, nuevos estudios y datos serán necesarios para entender los procesos que se han observado, especialmente si éstos obedecen principalmente a los cambios climáticos, o si alternativamente existen factores glacio-dinámicos afectando el glaciar, especialmente en su adelgazamiento.

V. REFERENCIAS

ACEITUNO, P., 1988: On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface climate. *Monthly Weather Review*, 116, 505-524.

ACEITUNO, P., H. FUENZALIDA & B. ROSENBLÜTH, 1993. Climate along the extratropical west coast of South America. En: *Earth System Responses to Global Change: Contrasts between North and South America*. Academic Press, pp 61-69.

ANGELL, J., 1988. Variations and Trends in Tropospheric and Stratospheric Global Temperatures, 1958-87. *Journal of Climate*, 1(12), 1296-1322.

ANGELL, J. & J. KORSHOVER, 1983. Global temperature variations in the Troposphere and Stratosphere, 1958-1982. *Monthly Weather Review*, 11(5), 901-921.

ANIYA, M., 1988. Glacier inventory for the Northern Patagonia, Chile, and variations 1944/45 to 1985/86. *Artic, Antarctic and Alpine Research*, 20(2), 179-187.

ANIYA, M., 2001. Glacier variations of Hielo Patagónico Norte, Chilean Patagonia, since 1944/45, with special reference to variations between 1995/96 and 1999/2000. *Bulletin of Glaciological Research*, 18, 55-63.

ANIYA, M. & R. NARUSE, 2001. Overview of glaciological research project in Patagonia in 1998 and 1999: Holocene glacier variations and their mechanisms. *Bulletin of Glaciological Research*, 18, 71-78.

ANIYA, M., H. SATO, R. NARUSE, P. SKVARCA & G. CASASSA, 1997. Recent Glacier variations in the Southern Patagonia Icefield, South America. *Artic, Antarctic and Alpine Research*, 29(1), 1-12.

ANIYA, M., A. DHAKAL, S. PARK & R. NARUSE, 2000. Variations of Patagonian Glaciers, South America, using RADARSAT and Landsat Images. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 26(6), 501-511.

BENN, D. & D. EVANS, 1998. *Glaciers and Glaciation*. Arnold, Londres, 734 pp.

BRAITHWAITE, R., 1995. Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy-balance modelling. *Journal of Glaciology*, 41(137), 153-160.

BRAITHWAITE, R., 2002. Glacier mass balance: the first 50 years of international monitoring. *Progress in Physical Geography* 26(1), 76-95.

BRÜGGEN, J., 1950. *Fundamentos de la Geología de Chile*. Instituto Geográfico Militar, Santiago, 374 pp.

BURROUGH, P. & R. MCDONNELL, 2000. *Principles of Geographical Information Systems. Spatial Information Systems and Geostatistics*. Oxford University Press, USA, 333 pp.

CALDENIUS, C., 1932. *Las Glaciaciones Cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego*. *Geografiska Annaler*, Estocolomo, 164 pp.

CARRASCO, J., G. CASASSA & A. RIVERA, 2002. Meteorological and Climatological aspects of the Southern Patagonia Ice Cap, Patagonia. En: *The Patagonian Icefields. A unique natural laboratory for environmental and climate change studies*. Casassa, G., F. Sepúlveda & R. Sinclair (Eds.) Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, pp 29-41.

CASASSA, G., 1995. Glacier inventory in Chile: current status and recent glacier

variations. *Annals of Glaciology*, 21, 317-322.

CASASSA, G., H. BRECHER, A. RIVERA & M. ANIYA, 1997. A Century-long Recession Record of Glaciar O'Higgins, Chilean Patagonia. *Annals of Glaciology*, 24, 106-110.

CASASSA, G., A. RIVERA, M. ANIYA & R. NARUSE, 2000a. Características glaciológicas del Campo de Hielo Patagónico Sur. *Anales Instituto Patagonia, Serie Ciencias Naturales*, 28, 5-22.

CASASSA, G., A. RIVERA & J. CARRASCO, 2000b. Glacier variations in the Southern Patagonia Icefield and their Relation with Climate. En: *Sixth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, 312-313.

CASASSA, G., A. RIVERA, M. ANIYA & R. NARUSE, 2002. Current knowledge of the Southern Patagonia Icefield. En: *The Patagonia Icefields. A unique natural laboratory for environmental and climate change studies*. Casassa, G., F. Sepúlveda & R. Sinclair (Eds.). Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, pp 67-83.

CASASSA, G., A. RIVERA, F. ESCOBAR, C. ACUÑA, J. CARRASCO & J. QUINTANA, 2003. Snow line rise in central Chile in recent decades and its correlation with climate. En: *European Geophysical Society-American Geophysical Union-European Union of Geosciences, Joint Assembly*, Niza, Francia.

CLAPPERTON, C., 1993. *Quaternary geology and Geomorphology of South America*. Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 779 pp.

CONDOM, TH., 2002. *Dynamiques d'extension lacustre et glaciaire associées aux modifications du climat dans les Andes Centrales*. Tesis de Doctorado, Universidad de París VI - Pierre e Marie Curie, París, 196 pp.

DENTON, G., T. LOWELL, C. HEUSSER, C. SCHLÜCHTER, B. ANDERSEN, L. HEUSSER, P. MORENO & D. MARCHANT, 1999. Geomorphology, stratigraphy, and radiocarbon chronology of Llanquihue drift in the area of the Southern Lake District, Seno Reloncaví, and Isla Grande de Chiloé, Chile. *Geografiska Annaler*, 81A(2), 167-229.

DIAZ, H. & V. MARKGRAF, 2000. *El Niño and the Southern Oscillation. Multiscale variability and global and regional impacts*. Cambridge University Press, New York, 496 pp.

ELLSAESSER, H., 1984. The climate effect of CO₂: A Different view. *Atmospheric Environment*, 18(2), 431-434.

ESCOBAR, F. & P. ACEITUNO, 1998. Influencia del fenómeno ENSO sobre la precipitación nival en el sector andino de Chile Central durante el invierno. *Bull. Inst. fr. études andines*, 27(3), 753-759.

ESCOBAR, F., V. POZO, A. SALAZAR & M. OYARZO, 1995. Balance de masa en el glaciar Echaurren Norte, 1975 a 1992. Resultados preliminares. *Dirección General de Aguas, H.A. y G.*, 95(1), 103 pp.

ESCOBAR, F., G. CASASSA & C. GARIN, 2000. 25-year record of mass balance of Echaurren Glacier, Central Chile, and its relation with ENSO events. En: *Sixth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, 118-119.

ESSENWANGER, O., 1986. *Elements of Statistical Analysis*. World Survey of Climatology, 1B, Elsevier, Amsterdam, 424 pp.

FALKNER, E., 1995. Aerial mapping. Methods and Applications. CRC Press Inc, USA, 322 pp.

FELICISIMO, A., 1994. Modelos Digitales de Terreno. Introducción y aplicaciones en las ciencias ambientales. Pentalfa Ediciones, Madrid. 220 pp.

FERNANDEZ, A., 2003. Variaciones recientes de glaciares entre 41° y 49° de latitud sur y su relación con cambios climáticos. Tesis de pregrado, Departamento de Geografía, Universidad de Chile, Santiago, 174 pp.

GAO J. & Y. LIU, 2001. Applications of remote sensing, GIS and GPS in glaciology: a review. *Progress in Physical Geography* 25(4), 520-540.

GARREAUD, R., 1993. Comportamiento atmosférico asociado a grandes crecidas hidrológicas en Chile central. Tesis de Magíster, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, 133 pp.

GARREAUD, R., 1995. Configuraciones atmosféricas regionales durante grandes tormentas pluviales en Chile Central. *Meteorológica*, 19, 73-81.

GIESE, B., C. URIZAR & S. FÜCKAR, 2002. Southern Hemisphere origins of the 1976 climatic shift. *Geophysical Research Letters*, 29(2), 10.1029/2001GL013268.

GONZALEZ-FERRAN, O., 1994. Volcanes de Chile. Instituto Geográfico Militar, Santiago, 635 pp.

IPCC, 2001. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental panel on Climate Change. En: Houghton, J, Y. Ding, D. Griggs, M. Noguer, P. Van der Linden, X. Dai, K. Maskell & C. Johnson (Eds.). Cambridge University press, Cambridge, UK and New

York, NY, USA, 881 pp.

JONES, P., 1988. Hemispheric Surface Air Temperature Variations: Recent Trends and an Update to 1987. *Journal of Climate*, 1(6), 654-660.

JONES, P., 1994. Recent warming in global temperature series. *Geophysical Research Letters*, 21, 1149-1152.

KARL, T., P. JONES, R. KNIGHT, G. KUKLA, N. PLUMMER, V. RAZUVAYEV, K. GALLO, J. LINDSEAY, R. CHARLSON & T. PETERSON, 1993. Asymmetric Trends of Daily Maximum and Minimum Temperature. *Bulletin of American Meteorological Society*, 74, 1007-1023.

KAROLY, D., 1987. Southern Hemisphere Temperature Trends: A Possible Greenhouse Effect?. *Geophysical Research Letters*, 14(11), 1139-1141.

KAROLY, D., 1989. Southern Hemisphere Circulation Features Associated with El Niño-Southern Oscillation Events. *Journal of Climate*, 2(11), 1239-1252.

KASER, G., 2002. Glacier mass balance and climate in the South American Andes. En: *The Patagonian Icefields. A unique natural laboratory for environmental and climate change studies*. Casassa, G., F. Sepúlveda & R. Sinclair (Eds.). Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, pp 89-100.

KERR, A. & D. SUDGEN, 1994. The sensitivity of the South Chilean Snowline to Climatic Change. *Climatic Change*, 28, 255-272.

KRIMMEL, R. 1999. Analysis of Difference Between Direct and Geodetic Mass Balance Measurements at South Cascade Glacier, Washington. *Geografiska Annaler*, 81A(4), 653-658.

LEIVA, J., 1999. Recent fluctuations of the Argentinian glaciers. *Global and Planetary Change*, 22, 169-177.

LINDZEN, R., 1990. Some Coolness Concerning Global Warming. *Bulletin American Meteorological Society*, 71(3), 288-299.

LOPEZ, B. & P. ACEITUNO, 2000. Circulation anomalies during winter wet and dry periods in central Chile as determined by ECMWF Analysis. En: *Sixth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, 276-277.

LYTHE, M., D. VAUGHAN & THE BED MAP CONSORTIUM, 2001. Bedmap: A new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 106(B6), 11335-11351.

LLIBOUTRY, L., 1956. *Nieves y glaciares de Chile. Fundamentos de Glaciología*. Ediciones de la Universidad de Chile, Santiago, 471 pp.

LLIBOUTRY, L., 1965. *Traité de glaciologie*. Masson & C^{ie}, París, 1040 pp.

MARANGUNIC, C., 1979. *Inventario de glaciares. Hoya del río Maipo*. Dirección General de Aguas, Publicación G-2, Santiago, 45 pp.

MERCER, J., 1976. Glacial history of southernmost South America. *Quaternary Research*, 6, 125-166.

MONTECINOS, A., 1998. *Pronóstico estacional de la precipitación en Chile central*. Tesis de Magíster, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, 116 pp.

MONTECINOS, A. & P. ACEITUNO, 2003. Seasonality of the ENSO-Related Rainfall Variability in Central Chile and Associated Circulation Anomalies. *Journal of Climate*, 16(2), 281-296.

MONTECINOS, A., R. GARREAUD & P. ACEITUNO, 2000. Interdecadal rainfall variability in subtropical South America and its relationship with tropical Pacific SST. En: "Sixth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography", 67-68.

MORENO, H. & M. PARADA, 1976. Esquema geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 39°00' y 41°30'S. Primer Congreso Geológico Chileno, I, A213-226.

NARUSE, R., M. ANIYA, P. SKVARCA & G. CASASSA, 1995. Recent variations of calving glaciers in Patagonia, South America, revealed by ground surveys, satellite-data analyses and numerical experiments. *Annals of Glaciology*, 21, 297-303.

NARUSE, R., S. YAMAGUCHI, M. ANIYA, T. MATSUMOTO & H. OHNO, 2000. Recent thinning of Soler Glacier, Northern Patagonia, South America. *Data of Glaciological Studies*, Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscú, 89, 150-155.

NIMA, 1997. Department of Defense World Geodetic System 1984: Its Definitions and Relationships with Local Geodetic Systems. NIMA tr8350.2 Third edition 4 July 1997. Bethesda, MD: National Imagery and Mapping Agency.

OERLEMANS, J., 2001. *Glaciers and Climate Change*. Wilco, Amsterdam, 148 pp.

OERLEMANS, J., B. ANDERSON, A. HUBBARD, PH. HUYBRECHTS, T. JOHANNESSON, W. KNAP, M. SCHMEITS, A. STROEVEN, R. VAN DE WAL, J.

WALLINGA & Z. ZUO, 1998. Modelling the response of glaciers to climate change. *Climate Dynamics*, 14, 267-274.

ØSTREM, G. & M. BRUGMAN, 1991. *Glacier Mass-Balance Measurements. A manual for field and office work.* Norwegian Water Resources and Energy Administration, Saskatchewan, 224 pp.

PATERSON, W., 1981. *The Physics of Glaciers.* Pergamon Press, Londres, 385 pp.

PEÑA, H. & N. NAZARALA, 1987. Snowmelt-runoff Simulation Model of a Central Chile Andean Basin with Relevant Orographic Effects: En: *Large Scale Effects of Seasonal Snow Cover (Proceedings of the Vancouver Symposium)* IAHS Publ. 166, 161-172.

PEZOA, L., 2003. *Recopilación y análisis de la variación de las temperaturas (período 1965-2001) y las precipitaciones (período 1931-2001) a partir de la información de estaciones meteorológicas de Chile entre los 33° y 53° de latitud sur.* Tesis de pregrado, Facultad de Ciencias Forestales, Universidad Austral de Chile, Valdivia, 112 pp.

RABASSA, J., S. RUBULIS & J. SUAREZ, 1981. Moraine in-transit as parent material for soil development and the growth of valdivian rain forest on moving ice: Casa Pangué glacier, Mount Tronador (Lat. 41°10'S), Chile. *Annals of Glaciology*, 2, 97-102.

RASMUSSEN, L. & H. CONWAY, 2001. Estimating South Cascade Glacier (Washington, U.S.A.) mass balance from a distant radiosonde and comparison with Blue Glacier. *Journal of Glaciology*, 47(159), 579-588.

RASMUSSEN, L., H. CONWAY & P. HAYES, 2000. The accumulation regime of Blue Glacier, U.S.A., 1914-96. *Journal of Glaciology*, 46(153), 326-334.

REICHERT, F., 1927. El macizo del Tronador. *Anales de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos*, 2(3), 385-402.

RENWICK, J. & M. REVELL, 1999. Blocking over the South Pacific and Rossby Wave Propagation. *Monthly Weather Review*, 127, 2233-2247.

RIGNOT, E., A. RIVERA & G. CASASSA, 2003. Contribution of the Patagonia Icefields of South America to sea level rise. *Science*, 302, 434-437.

RIVERA, A., 1989. Inventario de glaciares entre las cuencas de los ríos Bío Bío y Petrohué. Su relación con el volcanismo activo: caso volcán Lonquimay. Informe final de Práctica Profesional, Escuela de Geografía, Universidad de Chile, Santiago, 197 pp.

RIVERA, A., 1992. El Glaciar Pío XI: Avances y Retrocesos, el impacto sobre su entorno durante el presente siglo. *Revista Geográfica de Chile Terra Australis*, 36, 33-62.

RIVERA, A. & C. ACUÑA, 1997. Variaciones recientes de Glaciares en la macrozona central de Chile". En: XVIII Congreso Nacional de Geografía, 293-304.

RIVERA, A. & G. CASASSA, 1999. Volume changes on Pío XI glacier, Patagonia: 1975-1995. *Global and Planetary Change*, 22, 233-244.

RIVERA, A. & G. CASASSA, 2000. Variaciones Recientes y Características de los glaciares Chico y O'Higgins, Campo de Hielo Sur. En: IX Congreso Geológico Chileno, 2, 244-248.

RIVERA, A., J. ARAVENA & G. CASASSA, 1997. Recent Fluctuations of Glaciar Pío XI, Patagonia: Discussion of a Glacial Surge Hypothesis. *Mountain Research and Development*, 17(4), 309-322.

RIVERA, A., G. CASASSA, C. ACUÑA & H. LANGE, 2000a. Variaciones recientes de glaciares en Chile. *Revista de Investigaciones Geográficas*, 34, 29-60.

RIVERA, A., G. CASASSA, C. ACUÑA & R. VIEIRA, 2000b. Recent glacier variations and snow line changes in central Chile. En: *Sixth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, 274-275.

RIVERA, A., G. CASASSA & C. ACUÑA, 2001. Mediciones de espesor en glaciares de Chile centro-sur. *Revista de Investigaciones Geográficas*, 35, 67-100.

RIVERA, A., C. ACUÑA, G. CASASSA & F. BOWN, 2002. Use of remotely sensed and field data to estimate the contribution of Chilean glaciers to eustatic sea-level rise. *Annals of Glaciology*, 34, 367-372.

ROSENBLÜTH, B., G. CASASSA & H. FUENZALIDA, 1995. Recent climatic changes in western Patagonia. *Bulletin of Glacier Research* 13, 127-132.

ROSENBLÜTH, B., H. FUENZALIDA & P. ACEITUNO, 1997. Recent temperature variations in southern South America. *International Journal of Climatology* 17, 67-85.

RUTLLANT, J. & H. FUENZALIDA, 1991. Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology*, 11, 63-76.

SALINGER M. & P. JONES, 1996. Southern Hemisphere Climate: The Modern Record. *Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania*, 130(2), 101-107.

SANGUINETTI, R., 1994. Anomalías térmicas: Su relación con la pluviometría regional y con el efecto invernadero en Chile. Tesis de Magíster, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, 103 pp.

STEFFEN, H., 1944. Patagonia occidental: Las cordilleras patagónicas y sus regiones circundantes. Ediciones de la Universidad de Chile, Santiago, I.

TANGBORN, W., A. FOUNTAIN & W. SIKONIA, 1990. Effect of Area Distribution with altitude on glacier mass balance- A comparison of North and South Klawatti glaciers, Washington State, USA. *Annals of Glaciology*, 14, 152-164.

THOMAS, R., W. WALLEED, E. FREDERICK, W. KRABILL, S. MANIZADE & K. STEFFEN, 2003. Investigation of surface melting and dynamic thinning on Jakobshavn Isbrae, Greenland. *Journal of Glaciology*, 49(165), 231-239.

TRENBERTH, K., 1997. The definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 2771-2777.

VEBLEN, TH., D. ASHTON, S. RUBULIS, D. LORENZ & M. CORTES, 1989. Nothofagus stand development on in-transit moraines, Casa Pangué glacier, Chile. *Artic, Antarctic and Alpine Research*, 21(2), 144-155.

VILLALBA, R., 1994. Fluctuaciones climáticas en latitudes medias de América del Sur durante los últimos 1000 años y sus relaciones con la Oscilación del Sur. *Revista Chilena de Historia Natural*, 67, 453-461.

VILLALBA, R., J. LEIVA, S. RUBULIS, J. SUAREZ & L. LENZANO, 1990. Climate, tree-ring and glacial fluctuations in the río Frías valley, Río Negro, Argentina. *Artic, Antarctic and Alpine Research*, 22 (3), 215-232.

VILLALBA, R., A. LARA, J. BONINSEGNA, M. MASIOKAS, S. DELGADO, J. ARAVENA, F. ROIG, A. SCHMELTER, A. WOLODARSKY & A. RIPALTA, 2003. Large-scale temperature changes across the Southern Andes: 20th-century variations in the context of the past 400 years. *Climatic Change*, 59, 177-232.

WARREN, C. & D. SUDGEN, 1993. The Patagonian Icefields: a glaciological review. *Artic, Antarctic and Alpine Research*, 25 (4), 316-331.

WARREN, C., A. RIVERA & A. POST, 1997. Greatest Holocene advance of Glaciar Pio XI, Chilean Patagonia: possible causes. *Annals of Glaciology*, 24, 11-15.

WOLTER, K. & M. TIMLIN, 1998: Measuring the strength of ENSO - how does 1997/98 rank?. *Weather*, 53, 315-324.