



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE ARQUITECTURA Y URBANISMO
ESCUELA DE GEOGRAFÍA

**RECONSTRUCCIÓN DE SISTEMAS GLACIARES EN EL VOLCÁN VILLARRICA,
REGIÓN DE LOS LAGOS, CHILE.**

Memoria para optar al título de Geógrafo

Autor:

Claudio Bravo Lechuga

Profesor Guía:

Andrés Rivera

Santiago, Chile
2008

“... la historia de la vida primigenia en este desnudo reino del hielo y de la muerte es de la máxima importancia para nuestro conocimiento del pasado de la Tierra.”

Howard P. Lovecraft
En las montañas de la locura (1931)

AGRADECIMIENTOS

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

A mi profesor guía Andrés Rivera, por su constante preocupación y recomendaciones, conversaciones e ideas que hicieron posible el desarrollo de esta memoria, además de la bibliografía facilitada.

A Jorge Clavero de SERNAGEOMIN y Silke Lohmar del Departamento de Geología de la Universidad de Chile por las ideas, incentivo y material facilitado para la realización de esta memoria. A Jorge Quinteros de la DGA, maestro de montaña y principal motivador para entrar al mundo del montañismo de forma integral. A mis compañeros de laboratorio Pablo Zenteno y Daniela Carrión por sus recomendaciones y ayuda en diversos aspectos de la memoria

Esta memoria contó con el financiamiento del Proyecto FONDECYT 1040515 “Glacier-volcano interactions in southern Chile: Volcanic hazard and climate change implications” del Centro Estudios Científicos de Valdivia (CECS). Se agradece al CECS por los datos facilitados, la invitación para la participación en diversos terrenos en Chile Central, la Patagonia y en los volcanes Villarrica y Mocho y el financiamiento para la participación del autor como expositor en el simposio “Reconstructing past regional climate variations in South America over the late Holocene: A new PAGES initiative”, realizado en Malargue, Mendoza, Argentina entre el 4 y 7 de Octubre de 2006.

Gracias también a la Rama de Montaña de la Universidad de Chile, especialmente a mis cordadas, Pamela, Waleska, Karen, Gabriel, Javier y Masiel por su apoyo y dudas acerca de la montaña y sus procesos y que intente aclarar durante largas y frías jornadas en Los Andes. A mis amigos Juan Pablo, Carlos, Pablo O., Iván, Pablo S., Vicente, Víctor, Pedro y Rodrigo con quienes compartí durante este largo camino.

Por último el agradecimiento más grande es a mi madre, mi padre, mis hermanos y mis abuelas, por el apoyo y motivación durante todos estos años. Sin ellos nada hubiera sido posible.

INDICE DE CONTENIDOS

RESUMEN.....	1
1. INTRODUCCIÓN.....	2
2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	4
2.1. Glaciares, clima y volcanismo.....	4
2.2. Región de Los Lagos.....	9
2.3. Volcán Villarrica.....	10
2.3.1. Evolución y actividad volcánica del pasado.....	12
2.3.2. Dinámica paleo-glacial en la zona del volcán Villarrica.....	14
2.3.3. Situación actual.....	16
2.4. Implicancias de las características del volcán Villarrica... 	18
3. MARCO TEÓRICO.....	20
3.1. Conceptos Glaciológicos.....	20
3.1.1. El glaciar como sistema.....	20
3.1.2. Mecanismos de flujo del hielo.....	22
3.1.3. Relación glaciar/clima.....	24
3.2. Geomorfología Glacial.....	28
3.2.1. Formación de morrenas terminales.....	31

3.3.	Modelos de reconstrucción glacial.....	35
3.3.1.	Métodos de determinación de paleo-líneas de equilibrio... 39	
3.4.	Glaciaciones Cuaternarias.....	42
3.4.1.	Glaciaciones Cuaternarias en Chile..... 44	
3.4.2.	Última Glaciación en Chile..... 45	
3.4.3.	<i>Younger Dryas</i> en Chile..... 51	
3.4.4.	Holoceno en Chile..... 52	
4.	OBJETIVOS.....	55
4.1	General.....	55
4.2	Específicos.....	55
5.	HIPÓTESIS.....	56
6.	METODOLOGÍA.....	57
6.1.	Materiales.....	57
6.2.	Métodos.....	60
6.2.1.	Condiciones actuales..... 60	
6.2.2.	Cálculo de errores en los espesores..... 62	
6.2.3.	Determinación de la dinámica, superficie y longitud de los glaciares durante el UMG y el Holoceno..... 62	
6.2.4.	Determinación del espesor de perfiles de sistemas	

	paleoglaciares (UMG y PEH).....	64
6.2.5.	Estimación del volumen total de hielo y equivalente en agua.....	66
6.2.6	Cálculo altura líneas de equilibrio en el UMG y Holoceno.....	66
7.	RESULTADOS.....	68
7.1.	Condiciones actuales.....	68
7.1.1.	Tensión de cizalla basal.....	68
7.1.2.	Determinación del espesor promedio actual, volumen de hielo y volumen equivalente de agua.....	76
7.1.3.	Análisis de la hipsometría.....	81
7.2.	Reconstrucción durante el UMG.....	84
7.2.1.	Pleistoceno Superior en la cuenca del volcán Villarrica. Último Máximo Glacial. Dinámica derivada de la geología, topografía y geomorfología.glacial.....	84
7.2.2.	Determinación de espesores, volumen de hielo y volumen equivalente en agua durante el. UMG.....	91
7.2.3.	Deglaciación.....	93
7.3.	Pequeña Edad del Hielo.....	95
7.3.1.	Depósitos glaciares holocénicos en el volcán Villarrica. El caso del glaciar Pichillancahue.....	95

7.4.	Determinación de la paleo-altitud de líneas de equilibrio..	101
7.4.1.	Evolución de la ALE hasta el presente.....	103
7.5	Resumen de resultados.....	107
8.	DISCUSION.....	108
8.1.	Características glaciológicas actuales.....	108
8.1.1.	Tensión de cizalla basal.....	108
8.1.2.	Espesores de hielo.....	110
8.2.3.	AAR.....	112
8.2.	UMG.....	113
8.3.	Pequeña Edad del Hielo.....	118
8.4.	Evolución de la altitud de la línea de equilibrio.....	119
9.	CONCLUSIONES.....	121
10.	REFERENCIAS.....	124

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Extensión del casquete de hielo Laurentiano hace 15000 años A.P.....	4
Figura 2. Anomalía térmica derivada del testigo de hielo de Vostok.....	5
Figura 3. Diversos escenarios de predicción de aumento de temperatura global.....	8
Figura 4. Área de estudio. Imagen Landsat ETM+, combinación de bandas 1,4,5. Año 2001.....	11
Figura 5. Carta geológica zona del volcán Villarrica.....	13
Figura 6. Modelado del último periodo glacial en el piedmont del Villarrica según LAUGENIE (1971).....	17
Figura 7. Esquema idealizado de un sistema glaciar.....	21
Figura 8. Esquema idealizado de un sistema con pendiente superficial y subglacial constante.....	23
Figura 9. Esquema de la interacción glaciar clima.....	26
Figura 10. Los dos procesos más importantes para la formación de morrenas terminales.....	33
Figura 11. Esquema de relación entre cambio climático global y respuesta glaciar.....	34
Figura 12. Relación entre cambios en el balance de masa, respuesta glaciar y formación de morrenas.....	34

Figura 13.	Esquema para la construcción de modelos glaciares, paleo-glaciares y paleoclimáticos.....	35
Figura 14.	Esquema mostrando símbolos usados en modelación (Ecuación (7)).....	39
Figura 15.	Principio de cálculo de los cambios de ALE basado en la máxima elevación de morrenas laterales.....	41
Figura 16.	Extensión del casquete de hielo durante el UMG en el Sur de Sudamerica.....	50
Figura 17.	Avances Neoglaciales en la Patagonia.....	53
Figura 18.	Perfil de la tensión de cizalla basal en el glaciar Pichillancahue...	68
Figura 19.	Relación entre la tensión de cizalla basal y la pendiente superficial del hielo.....	69
Figura 20.	Datos de altitud derivado de modelo SRTM y mediciones GPS y RES en el glaciar Pichillancahue.....	70
Figura 21.	Comparación datos modelados SRTM y datos observados.....	71
Figura 22.	Perfil de la superficie glaciar y topografía subglacial derivado del modelo aplicado a datos SRTM.....	72
Figura 23.	Perfil de la superficie glaciar y topografía subglacial obtenida mediante GPS y RES.....	72
Figura 24.	Relación entre las diferencias de espesor RES/SRTM y la pendiente.....	73
Figura 25.	Comparación datos modelados AirSar C y datos observados.....	74

Figura 26. Relación entre las diferencias de espesor RES/AirSar C y la pendiente.....	75
Figura 27. Espesores de hielo modelados por píxel para datos AirSar C, sobre la base de la pendiente superficial.....	77
Figura 28. Espesores de hielo modelados por píxel para datos SRTM, sobre la base de la pendiente superficial.....	78
Figura 29. Histograma de los espesores obtenidos con datos AirSar C.....	79
Figura 30. Histograma de los espesores obtenidos con datos SRTM.....	80
Figura 31. Rangos altitudinales del glaciar Pichillancahue derivado de datos SRTM.....	81
Figura 32. Curva hipsométrica glaciar Pichillancahue.....	82
Figura 33. Curva hipsométrica sistema glaciar del volcán Villarrica.....	83
Figura 34. Cordones morrénicos determinados por LAUGENIE (1971) y MORENO & CLAVERO (2006) y observaciones de terreno.....	84
Figura 35. Sistema paleo-glaciares del volcán Villarrica.....	85
Figura 36. Depósitos morrénicos pleistocénicos asociados a la línea de flujo Zanjón Seco.....	87
Figura 37. Depósitos morrénicos pleistocénicos asociados a la línea de flujo del río Palguín.....	88
Figura 38. Depósitos morrénicos pleistocénicos asociados a la línea de flujo Chaillupen.....	90

Figura 39.	Reconstrucción de los sistemas paleo-glaciares en el volcán Villarrica.....	92
Figura 40.	Reconstrucción de los sistemas paleo-glaciares en el volcán Villarrica al momento de la depositación de la Ignimbrita Licán.....	94
Figura 41.	Perfil reconstruidos sobre la base de la superficie glaciario. Sobre modelo SRTM. Recuadro inferior Imagen Landsat ETM+ 2001 color composite sobre modelo SRTM	96
Figura 42.	Vista de la morrena asociada a la PEH en el valle del glaciar Pichillanacahue.....	97
Figura 43.	Detalle de morrena de la Figura 42.....	98
Figura 44.	Extensión alcanzada por el glaciar Pichillanacahue durante la PEH.....	99
Figura 45.	Perfil reconstruido para la PEH en el glaciar Pichillanacahue.....	100
Figura 46.	Curva hipsométrica del sistema glaciario del volcán Villarrica durante el UMG.....	103
Figura 47.	Migración regional de la ALE sobre la base de registros de paleotemperaturas.....	105

INDICE DE TABLAS

Tabla 1. Relación entre diferentes clasificaciones de formas de depositación.....	30
Tabla 2. Modelos de Glaciaciones Pleistocénicas.....	43
Tabla 3. Glaciaciones en la región de Los lagos, Chile.....	46
Tabla 4. Última Glaciación en tres zonas del sur de Chile.....	47
Tabla 5. Dataciones del Último Máximo Glacial en el sur de Chile y Argentina.....	50
Tabla 6. Parámetros SRTM2.....	57
Tabla 7. Materiales utilizados en esta memoria.....	59
Tabla 8. Valores de tensión de cizalla basal para cada valor de pendiente superficial del hielo.....	76
Tabla 9. Parámetros y espesores de las diversas líneas de flujo utilizadas para el UMG.....	93
Tabla 10. ALE durante el UMG con diversos métodos.....	102
Tabla 11. Diversos registros paleoclimáticos para el sur de Chile.....	106
Tabla 12. Tabla resumen con resultados por periodos.....	107
Tabla 13. Diversas estimaciones en el glaciar del volcán Villarrica.....	111

RESUMEN

En el presente trabajo se determinaron las características glaciológicas del volcán Villarrica en el Último Máximo Glacial (UMG), la Pequeña Edad del Hielo (PEH) y el presente. La estimación del volumen de hielo y de otras variables glaciológicas (altitud línea de equilibrio, área, longitud, espesores) se realizó a través de la confección de un modelo que tiene como principales indicadores de construcción a ciertas condiciones del flujo del hielo y la evidencia geomorfológica. Con las condiciones glaciológicas actuales se calibró dicho modelo y se proyectaron hacia el pasado las variables que integran el modelo.

Se analizaron los resultados de la reconstrucción del UMG y su evolución hasta la actualidad, demostrando que el sistema glaciar del volcán Villarrica ha presentado una dinámica en concordancia con las fluctuaciones climáticas y al actual proceso de cambio climático. La magnitud de los espesores reconstruidos durante el UMG, sumado a la sensibilidad del sistema glaciar generó un proceso de deglaciación rápido durante el UMG ante lo cual se generarían respuestas en la corteza debido al rebote isostático lo cual a su vez generó un aumento de la actividad volcánica, en este caso manifestada a través de los depósitos de la Ignimbrita Licán. Por lo tanto se da una triple relación entre clima/glaciar/volcán.

La aplicación de estos modelos en otros sistemas glaciares puede ser de interés, por un lado, para cuantificar las masas del hielo del pasado, su real magnitud e incidencia en el entorno y por otro lado, cuantificar la magnitud actual de los glaciares, con fines de obtener estimaciones acerca de los recursos hídricos, proyectar el comportamiento glaciar frente al actual proceso de cambio climático y estimar el riesgo asociado a glaciares, con el fin de planificar obras de mitigación.

1. INTRODUCCIÓN

Los glaciares cubren una superficie que llega al 10% del total de la Tierra y se estima que acumulan 33 millones de km³ de agua. Durante periodos del Cuaternario los glaciares cubrieron un tercio de la superficie total del planeta (BENN & EVANS, 1998).

Los glaciares presentan una serie de potencialidades para el desarrollo de las sociedades actuales, principalmente por el potencial como recurso hídrico, sin embargo, también presentan ciertas amenazas para centros poblados, debido a que diversos fenómenos relacionados con la presencia de glaciares pueden generar gran destrucción y graves consecuencias (OERLEMANS, 2001).

Por otro lado, las fluctuaciones glaciares son reconocidas como indicadores importantes del cambio climático (OERLEMANS, 2001) e indicadores de tendencias paleoclimáticas, gracias al análisis de la evidencia geomorfológica generada por los glaciares (BENNETT & GLASSER, 1996).

En este contexto se hace necesaria la evaluación del comportamiento y la dinámica glacial y su cuantificación en diversos periodos, desde las glaciaciones del Cuaternario hasta el presente, lo cual permitirá realizar inferencias de la relación de los glaciares con el clima, evaluando sus potencialidades y riesgos.

Las investigaciones realizadas en Chile referentes a estos tópicos se han concentrado en la denominada Región de Los Lagos (38° a 41° S) en el sur de Chile, debido que es una zona sensible a los cambios de temperatura y precipitación y además, porque se hay numerosos centros volcánicos que presentan glaciares sobre sus conos (RIVERA *et al.*, 2006). Destacan los

trabajos de LAUGENIE (1971), PORTER (1981) y DENTON *et al.* (1999) entre otros, referentes a la cronología, dinámica, extensión glacial y paleoclimatología del Pleistoceno, y de CASASSA *et al.* (2004), RIVERA *et al.* (2006) y BOWN & RIVERA (2007), entre otros, referentes a la respuesta glacial actual frente al fenómeno del cambio climático. No obstante lo anterior en esta misma zona de Chile, no existen mayores antecedentes del comportamiento glacial durante el Holoceno.

La investigación glaciológica moderna ha determinado que una de las consecuencias más importantes que ha generado el cambio climático en Chile, corresponde a la tendencia generalizada de retroceso y adelgazamiento de glaciares (RIVERA *et al.*, 2000). Por otro lado se ha determinado que los registros de las glaciaciones cuaternarias en el Sur de Chile es una de los más detallados en el Hemisferio Sur y por lo tanto más significativo para reconstrucciones paleoclimáticas (PORTER, 1981; CLAPPERTON, 1993).

En la presente investigación se pretende determinar algunas características del comportamiento de las masas glaciares desde el Pleistoceno Superior hasta la actualidad, sobre la base de la observación de evidencia geomorfológica y confección de modelos en el volcán Villarrica (39° 25' 12" S, 71° 56' 27" W, 2847 m s.n.m.) en la zona sur de Chile.

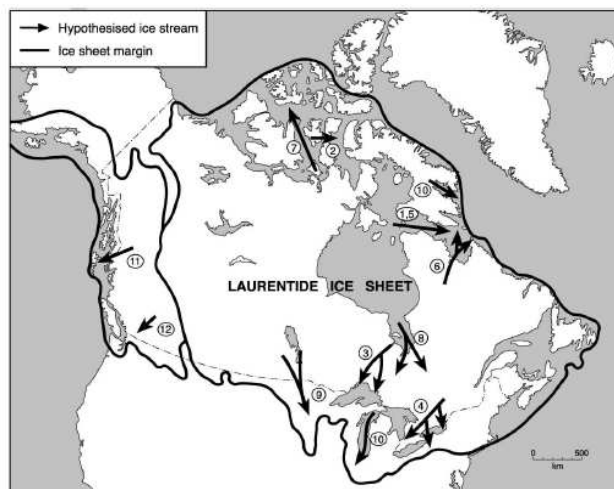
Estas características glaciológicas están orientadas a generar, por un lado, información actual acerca de los glaciares y su relación con el fenómeno de cambio climático y por otro a cuantificar algunas variables glaciológicas del pasado, con el fin de entender los procesos y variables que afectan la respuesta glacial y a su vez, cómo esta respuesta afecta a su entorno.

2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

2.1. Glaciares, clima y volcanismo

Durante el Pleistoceno existen registros geomorfológicos de al menos seis glaciaciones que afectaron importantes territorios sobre el planeta (BENN & EVANS, 1998), por ejemplo, en Norteamérica se tienen registros de la extensión del casquete de hielo Laurentiano, durante la Última Glaciación (Figura 1). Por otro lado existen registros en diversas partes del planeta de avances glaciares holocénicos (neoglaciales) de menor magnitud. La determinación de la extensión y dinámica de las masas glaciares pleistocénicas y holocénicas a través de la evidencia geomorfológica, permite establecer, por un lado, la morfogénesis del paisaje actual y por otro permite determinar el comportamiento glacial y su relación con cambios y fluctuaciones climáticas (BENNETT & GLASSER, 1996; LUCKMAN & VILLALBA, 2001; GLASSER *et al.*, 2005). El estudio de las masas de hielo del pasado ha permitido además, estimar cambios ocurridos en el nivel del mar (PATERSON, 1981).

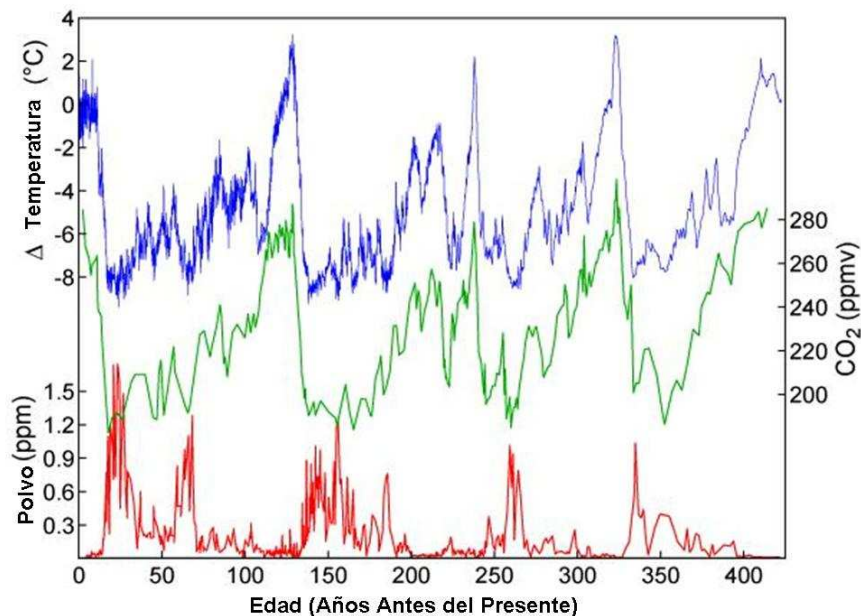
Figura 1: Extensión del casquete de hielo Laurentiano hace 15000 años A.P.



Fuente: STOKES & CLARK (2001)

Actualmente se desarrolla un periodo interglacial con aumento de temperaturas a escala global, sin embargo, no se debe obviar que es factible que la Tierra sufra nuevos periodos con bajas temperaturas, como en el pasado, debido a que se han determinado ciclos climáticos de comportamiento regular. El análisis del testigo de hielo obtenido en Vostok, Antártica, entrega antecedentes de la temperatura para los últimos 420000 años. La curva de temperatura presenta patrones de comportamiento regulares (Figura 2) donde la anomalía de temperatura oscila entre -8°C y 2°C respecto a la normal 1961-1990. (PETIT *et al.*, 1999), por lo tanto estos ciclos naturales del pasado se repetirían en el futuro trayendo como consecuencia el avance glacial hacia posiciones similares a las de las Glaciaciones Cuaternarias. De esta forma, el conocimiento del pasado es clave para determinar los ciclos de las fluctuaciones climáticas y herramienta para predecir el comportamiento futuro del clima y sus consecuencias sobre los glaciares (BENNETT & GLASSER, 1996).

Figura 2: Anomalía térmica derivada del testigo de hielo de Vostok (curva azul)



Fuente: Modificado de PETIT *et al.* (1999)

Desde este mismo punto de vista, si se establece un mayor conocimiento del comportamiento de ciclos naturales, como los ciclos de Milankovitch y su influencia sobre el clima y los glaciares, es factible determinar la real influencia y alteración de estos ciclos por la acción antrópica. Si se pueden entender las fluctuaciones naturales del clima y la respuesta de los glaciares, por ejemplo los sucedidos durante las Glaciaciones Cuaternarias, especialmente en el Pleistoceno donde no existió influencia de actividades humanas, entonces, es factible determinar la magnitud de los cambios climáticos originados por la polución atmosférica y la deforestación (CLAPPERTON, 1993) y, por ende, su influencia en el comportamiento de las masas de hielo.

Específicamente, el conocimiento de las fluctuaciones glaciares en el Holoceno tendrá gran importancia, ya que permitirá establecer futuros cambios climáticos debido a que la escala temporal y física de las fluctuaciones del Holoceno es similar y análoga al comportamiento modelado para los niveles de CO² en la atmósfera (CLAPPERTON, 1993).

Sin embargo el estudio de fluctuaciones glaciares no sólo entrega detalles en cuanto a características climáticas y paleoclimáticas a escala global (CLAPPERTON, 1993). Un factor de importancia es la influencia de la actividad volcánica y eruptiva sobre los glaciares que se encuentran sobre conos volcánicos y que por lo tanto influyen en la dinámica y comportamiento glaciar. RIVERA *et al.* (2006) definieron la influencia de la actividad volcánica sobre la masa glaciar del volcán Villarrica de dos maneras opuestas, primero aumentando las tasas de ablación debido al calor geotermal en la base rocosa subglacial y segundo reduciendo las tasas de ablación debido a la existencia de una espesa capa de depósitos y ceniza volcánica sobre la superficie del glaciar. A su vez, la misma dinámica glaciar puede afectar el comportamiento de los volcanes, como ha sido documentado para el caso de Islandia, específicamente

en el complejo volcánico Dyngjufjöll, donde el periodo de mayor emisión de lava coincide con la desaparición de los glaciares de la Última Glaciación (SIGVALDASON *et al.*, 1992). El volumen de lava emitido durante el periodo post glacial en Islandia (hasta 2000 años después de la Última Glaciación), puede llegar a ser 100 veces superior al emitido en periodos recientes (5000 años A.P.) (MACLENNAN *et al.*, 2002).

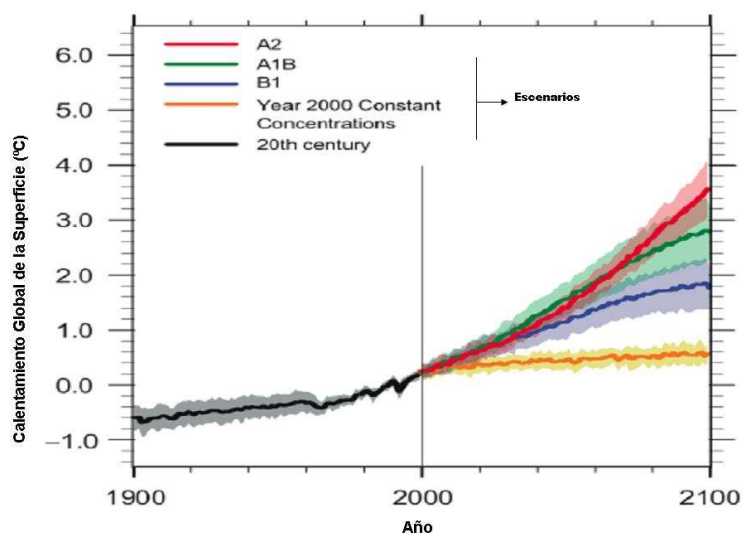
Por lo tanto, existe una relación entre la deglaciación y el incremento de la actividad volcánica debido a que el retiro de los hielos genera una disminución de la presión sobre la litósfera, produciéndose movimientos vigorosos de la corteza causados por el rápido rebote isostático, lo cual aumenta la actividad volcánica hasta que se establezca un nuevo periodo de equilibrio de la presión (SIGVALDASON *et al.*, 1992).

Considerando que en Chile muchos centros volcánicos se encuentran en zonas con una importante población, los ciclos naturales se transforman en un peligro natural debido a la vulnerabilidad del entorno por lo que el riesgo en los asentamientos es mayor (GONZALES-FERRAN, 1995). En este aspecto la relación entre la actividad volcánica y la presencia de glaciares se manifiesta a través de la ocurrencia de fenómenos catastróficos y potencialmente desastrosos, como lahares y flujos de piroclastos (HAUSER, 1993). La presencia de estos fenómenos ha obligado a efectuar estudios específicos con el fin de establecer su incidencia en futuros eventos eruptivos. MORENO (1987) establece algunos parámetros para determinar el peligro volcánico, entre ellos, (1) la evaluación de la actividad pasada y de la probable actividad futura de los volcanes y (2) la evaluación del agua retenida en la cumbre y/o cráteres de los volcanes en forma de lagos, glaciares y/o nieve temporal. Si bien los estudios de las masas glaciares del Cuaternario corresponden a investigaciones de

características del pasado, existen elementos en este tipo de investigaciones que son útiles para la predicción de procesos glaciovolcánicos presentes.

Considerando el dramático aumento de temperaturas globales registrado en los últimos años y la proyección de diversos modelos que predicen el aumento de temperaturas para el futuro (IPCC, 2007) (Figura 3) existe la posibilidad que el retroceso de los glaciares genere periodos de mayor actividad volcánica y fenómenos de colapso de edificios volcánicos, como ha sido documentado en el pasado, poniendo en riesgo a la población residente en los alrededores de los volcanes con cubierta de hielo (CAPRA, 2006).

Figura 3: Diversos escenarios de predicción de aumento de temperatura global.



Fuente: IPCC (2007)

En este sentido es necesario determinar la relación e influencia de la actividad volcánica y las masas glaciares pleistocénicas – holocénicas y las respuestas generadas de esta relación, como herramienta y antecedente para la determinación del riesgo futuro. En este mismo aspecto se deben determinar

las características glaciológicas actuales, las cuales cumplirán una doble función, primero para definir volúmenes equivalentes de agua que determinan el riesgo actual y agua almacenada y segundo con el objetivo de calibrar y utilizar estas características en las reconstrucciones del pasado.

2.2. Región de Los Lagos

La Región de Los Lagos en el Sur de Chile (determinada por la literatura científica entre las latitudes 38° a 41° S) (Figura 4) es caracterizada por una serie de lagos ubicados en el margen oriental de la Depresión Intermedia (VILLAGRÁN *et al.*, 1993). Estos lagos se encuentran represados en su margen occidental por depósitos de morrenas frontales y laterales. Los glaciares responsables de estos depósitos morrénicos son de tipo piedemonte desarrollados durante la Última Glaciación y que como consecuencia de su acción generaron por sobre excavamiento una serie de lagos (FERRANDO, 2002). El sentido de estos lagos corresponde a la dirección de las paleo-líneas de flujos principales de los paleo-sistemas glaciares (principalmente este – oeste).

Esta región se encuentra bajo la influencia de los vientos del oeste del Hemisferio Sur, por lo tanto las condiciones del tiempo atmosférico están controladas por el paso de sistemas depresionarios (ROSENBLÜTH *et al.*, 1995). La posición latitudinal y las características climáticas de esta región permiten el desarrollo de importantes masas glaciares, preferentemente situadas sobre los conos de volcanes (RIVERA, 1989; HAUSER, 1993).

Una importante ventaja para el estudio de la extensión de los glaciares del pasado, es la presencia de material orgánico incorporado en los depósitos glaciares, lo cual hace posible el análisis estratigráfico controlado por

dataciones radiocarbónicas (MORENO, 2002). CLAPPERTON (1993) estima que debido a sus condiciones, en la Región de Los Lagos se ha construido la secuencia más aceptada de las fluctuaciones glaciares, climáticas y vegetacionales de toda la Cordillera de Los Andes durante el Cuaternario Tardío.

La investigación en la Región de Los Lagos se ha realizado sobre la base de datación y análisis de evidencia geomorfológica, correspondiente al Último Máximo Glacial (UMG) y se ha concentrado en el sur de la Región de Los Lagos, en los Lagos Llanquihue, Puyehue, Rupanco, Seno de Reloncaví, Chiloé (HUBBARD, 1997, DENTON *et al.*, 1999, ANDERSEN *et al.*, 1999) y en el norte de la Región de Los Lagos en los Lagos Villarrica, Calafquén, Panguipulli y Riñihue (LAUGÉNIE, 1971, CLAYTON *et al.*, 1997) entre otros. Estas investigaciones se enfocan en la extensión alcanzada por los glaciares y su relación con las condiciones paleoclimáticas. Sin embargo en cuanto a características glaciológicas, como la determinación de línea de equilibrio, balance de masa y estimación de espesores, sólo NOGAMI (1976), PORTER (1981), KERR & SUGDEN (1994) y HUBBARD (1997) entregan algunos antecedentes para la Región.

Referente al Holoceno, se han documentado evidencias del avance neoglacial durante la Pequeña Edad del Hielo (PEH) en el cono del Volcán Lanín (LARA, 1997), las morrenas, sin embargo no han sido datadas.

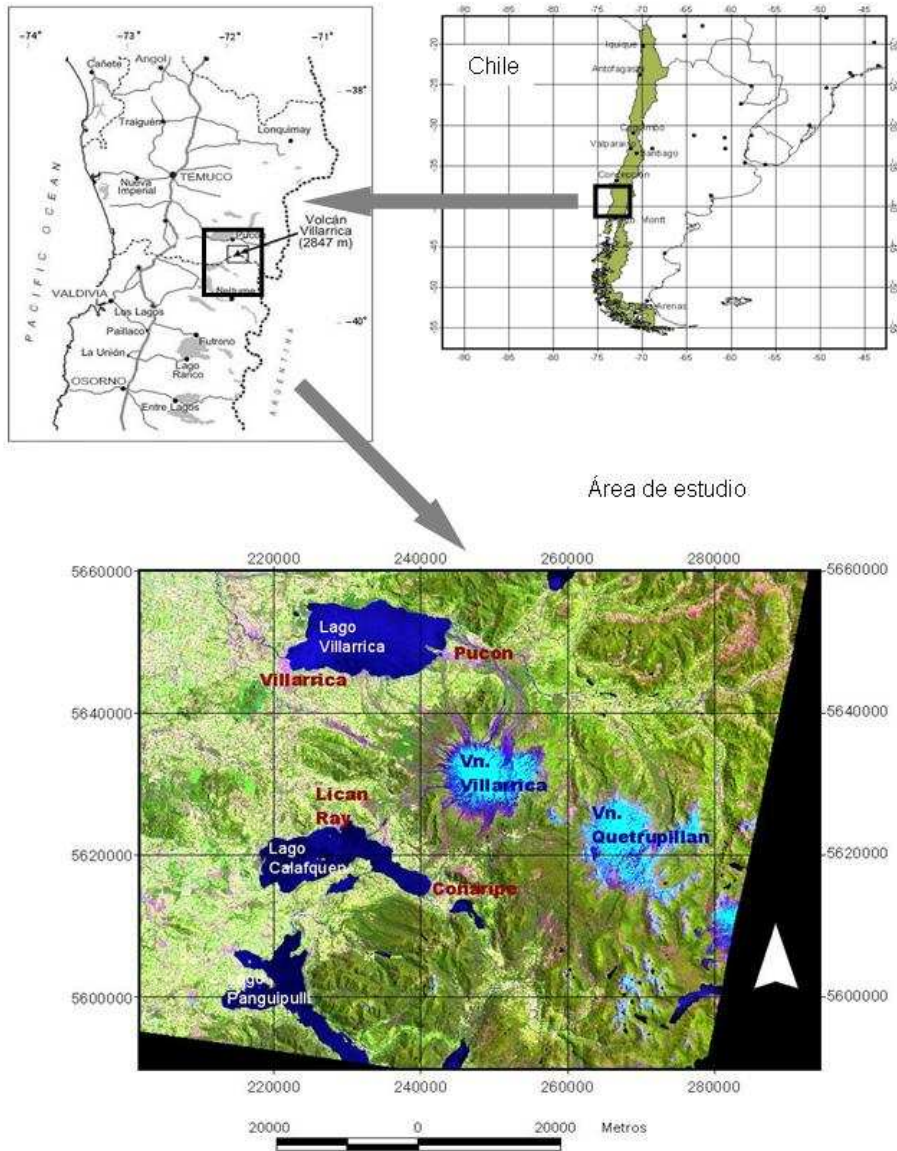
2.3. Volcán Villarrica

El centro volcánico Villarrica (39° 25' 12" S, 71° 56' 27" W, 2847 m s.n.m.) se localiza en la Región de Los Lagos en el sur de Chile (38° a 41° S). (Figura 4). Se encuentra en la cuenca del lago del mismo nombre, la cual corresponde a

Reconstrucción de sistemas glaciares en el volcán Villarrica, Región de Los Lagos, Chile

Figura 4: Área de estudio. Imagen Landsat ETM+, combinación de bandas 1,4,5. Año 2001.

Sección Norte Región de Los Lagos



una cuenca elongada este - oeste, excavada sobre rocas que forman un plateau disectado regionalmente (CLAYTON *et al.*, 1997). La geología esta

predominada por los productos volcánicos los cuales tienen una composición basáltica y andesítico - basáltica (GAYTAN *et al.*, 2005).

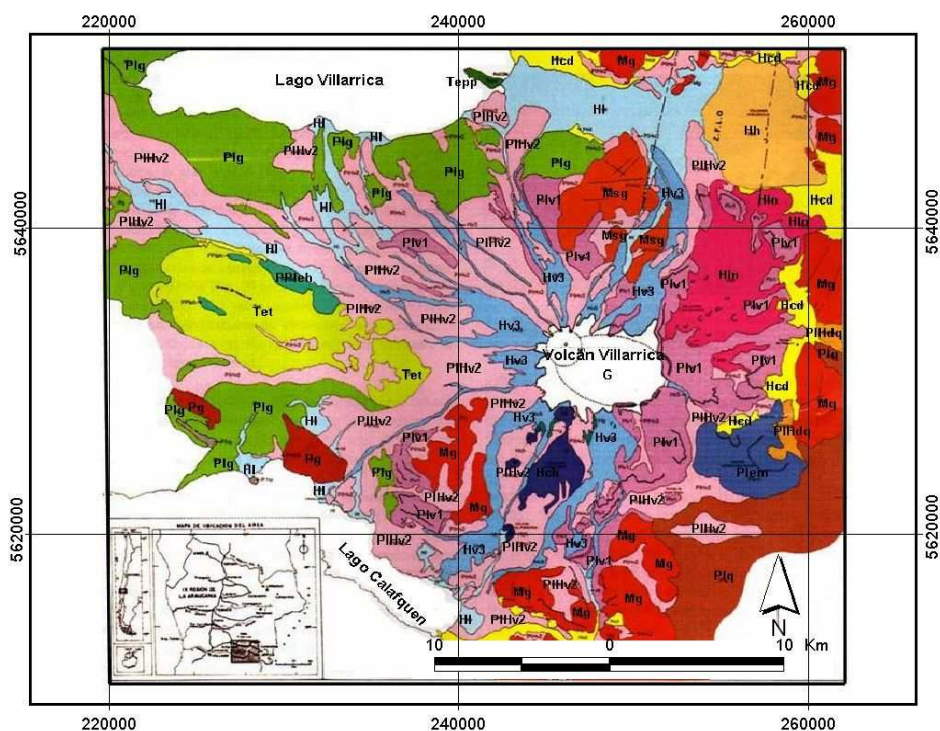
2.3.1. Evolución y actividad volcánica del pasado

La actividad volcánica ha determinado de manera importante la geología de la zona del volcán Villarrica (Figura 5). La evolución del complejo volcánico Villarrica se agrupa en tres unidades: Unidad Villarrica 1, 2 y 3 del Pleistoceno Superior, Pleistoceno Superior-Holoceno y Holoceno respectivamente. Las Unidades postglaciales son las Unidad Villarrica 2 y 3 (CLAVERO, 1996). La Unidad Villarrica 2 corresponde a una secuencia de depósitos piroclásticos y lavas emitidos desde los (dataciones radiométricas C14) 13800 años A.P. (Ignimbrita Licán) hasta los 3740 ± 70 años A.P. (Ignimbrita Pucón). La Ignimbrita Licán se dispone directamente sobre depósitos morrénicos de la Última Glaciación (MORENO *et al.*, 1994), cubre una superficie aproximada de 2000 km², con un espesor máximo de 20 m y un espesor mínimo de 10 m y se distribuye de forma radial en torno al edificio volcánico (CLAVERO & MORENO, 1994). Este flujo, de carácter explosivo, se deslizó, en parte sobre el casquete glaciario, debido a que los depósitos se encuentran en una cota baja (850 m s.n.m.). Esto se debería a que el flujo mantuvo su energía mientras se desplazaba sobre el hielo, comenzando a perder la energía y por ende a depositarse sólo al comenzar a deslizarse sobre tierra (CLAVERO, 1996).

La Ignimbrita Pucón cubre una superficie aproximada de 450 km², se distribuye de forma radial al cono y su espesor se encuentra controlado por la topografía (desde 100 m a 3 m) (CLAVERO & MORENO, 1994).

Se han determinado, en los últimos 14000 años, al menos 14 erupciones violentas con generación de flujo y oleadas piroclásticas a partir de magmas de

Figura 5: Carta Geológica zona del volcán Villarrica.



Fuente: CLAVERO (2003)

composición andesítico y andesítico-basáltica. Sin embargo las erupciones asociadas a las Ignimbritas Licán y Pucón corresponden a las erupciones más violentas ocurridas en los últimos 14000 años, debido a su distribución y volumen de material emitido (CLAVERO, 1996).

La Unidad Villarrica 3 esta constituida por una secuencia de depósitos piroclásticos de caída, de flujo y de oleada, depósitos laháricos y lavas andesíticos-basálticos, que comprende las erupciones posteriores a la Ignimbrita Pucón (3700 años A.P.) e incluye las erupciones históricas (desde 1558 hasta la última erupción del año 2000). El espesor promedio de esta Unidad es de 15 m, rellena una proporción importante de los actuales cauces que descienden del volcán y forman el actual cono, cubriendo una superficie de más de 3000 km² en torno al edificio volcánico (CLAVERO, 1996; CLAVERO & MORENO, 2004).

2.3.2. Dinámica paleo-glacial en la zona del volcán Villarrica

LAUGENIE (1971) realizó aportes referente a la cronología glacial, concentrándose en el norte de la región, en los lagos Villarrica (Figura 6), Calafquen, Panguipulli y Riñihue. Este autor determinó gracias a la evidencia geomorfológica, la existencia de tres glaciaciones, posiblemente correlacionables con las glaciaciones alpinas (Mindel, Riss y Würm). Para la Última Glaciación estimó, por la posición estratigráfica de los depósitos en relación con las cenizas volcánicas, la confluencia de las terrazas fluvio-glaciales y la conservación de las formas y sedimentos, la contemporaneidad y similar evolución de los lóbulos de los lagos Villarrica, Calafquen, Panguipulli y Riñihue. Los avances máximos de los glaciares se manifestaron en sobre-excavamientos importantes. Los arcos morrénicos no indican estadios

interglaciales individualizados, sino variaciones de una larga fase de estacionamiento externo de los glaciares. Por otro lado se determinó una escasez de construcciones morrénicas de retroceso, por lo que no existirían indicios de nuevos períodos fríos de tipo tardiglacial. Sin embargo, las causas de esta escasez de construcciones morrénicas de retroceso pueden ser por: (1) el volcanismo postglacial, el cual impone su modelado y oculta las acumulaciones de origen glacial, (2) las condiciones morfológicas y la amplitud excepcional de los valles glaciales, lo cual no favorecería las acumulaciones frontales y por último (3) la escasez de depósitos puede indicar que las oscilaciones climáticas fueron insuficientes para alterar el régimen de fusión de estos glaciares y modificar la dinámica glacial.

Por otro lado, CLAVERO (1996), determinó la existencia de depósitos glaciares correspondientes al Pleistoceno Superior (Glaciación Llanquihue) en la zona del volcán Villarrica. Estos depósitos corresponden a morrenas laterales y frontales y sedimentos fluvioglaciares y glacialacustres. MORENO (1993) distingue al menos 4 cordones morrénicos laterales y 8 cordones morrénicos frontales, los cuales se asocian al casquete glacial del volcán Villarrica durante el último período glacial.

De acuerdo a la disposición estratigráfica de los depósitos, se estima que los hielos del Último Máximo Glacial se habrían retirado, al menos de las partes bajas (inferior a 1000 m s.n.m), unos 200 a 500 años antes de la depositación de la Ignimbrita Licán que, de acuerdo a las dataciones radiométricas obtenidas en troncos carbonizados, se habría generado hace 13800 años A.P. (CLAVERO & MORENO, 2004). Esto debido a que debe haber transcurrido algún periodo de tiempo para la formación del bosque, por lo tanto se puede estimar el retiro de los hielos de la Última Glaciación entre 13900 a 14200 años A.P.,

dependiendo del tiempo que haya sido necesario para la formación del bosque con posterioridad al retiro de los hielos (CLAVERO, 1996).

Lo anterior concuerda con lo estimado por CLAYTON *et al.* (1997) quienes determinaron en la cuenca del lago Villarrica edades (C14) de 35000 a 14200 años AP para la Última Glaciación (definida Qg1 y correlacionable con la Glaciación Llanquihue, ver Tabla 3). La morfología corresponde a crestas de morrenas frescas, el depósito generalmente se encuentra no consolidado, con clastos frescos que suenan cuando se golpean con martillo. Las morrenas más externas están oxidadas hasta una profundidad aproximada de 1 m, mientras que se detectó una cubierta piroclástica de 0.75 a 1 m.

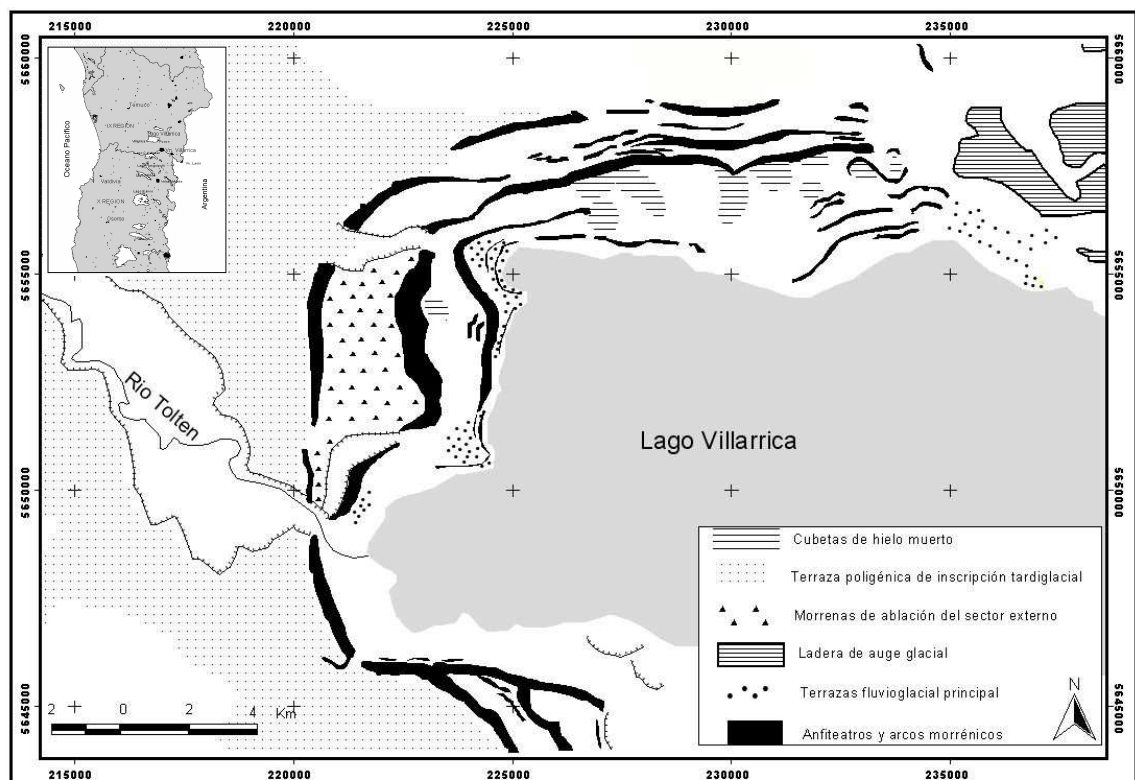
No existen mayores antecedentes referentes a los avances neoglaciales en el área de estudio y específicamente a la Pequeña Edad del Hielo. Sólo se han mapeado depósitos morrénicos de poca extensión en las laderas S y SW (MORENO & CLAVERO, 2006).

2.3.3. Situación actual

En las cercanías del volcán existen al menos cuatro asentamientos humanos, Villarrica, Pucón, Licán Ray y Coñaripe (Figura 4). Estos asentamientos son un importante polo turístico a nivel nacional, con lo cual existe una gran inversión regional en proyectos inmobiliarios, turísticos y también productivos (pisciculturas, apícolas). Estos asentamientos han sido afectados de diversas formas por la actividad volcánica, siendo particularmente críticos los eventos de los años 1948, 1963, 1971 y 1984 que generaron lahares y flujos de piroclastos (GONZALES-FERRAN, 1995).

Sobre el cono volcánico, el glaciar alcanza una superficie de 30.3 km² en el año 2005 (RIVERA *et al.*, 2006). La dinámica de este glaciar ha sido el retroceso continuo desde el año 1945 (CASASSA *et al.*, 2004).

Figura 6: El modelado del último período glacial en el piedmont del Villarrica según LAUGENIE (1971).



Fuente: Modificado de LAUGENIE (1971)

El glaciar Pichillancahue Turbio (17.3 km²) en la vertiente sur este del volcán, ha perdido el 13% de su área entre 1976 y 2005 (RIVERA *et al.*, 2006). La relación entre la actividad volcánica reciente y la dinámica glacial se ha traducido en altas tasas de retroceso de los glaciares Pichillancahue y Turbio entre 1945 y 1961, lo cual, en parte se debería a la erupción de 1948/49, la más violenta del siglo XX (CASASSA *et al.*, 2004)

Mediciones de espesor a través del método de Radio Eco Sondaje (RES) han sido realizados en este volcán (RIVERA *et al.*, 2006; CASASSA *et al.*, 2004). La determinación del espesor de hielo es uno de los parámetros básicos para caracterizar los glaciares, (RIVERA & CASASSA, 2002). La disponibilidad de estos datos, sumado a principios glaciológicos básicos permitirán modelar los espesores de hielo actuales de todo el glaciar y utilizar estas condiciones para las reconstrucciones del pasado, asumiendo un principio de actualismo (KULL *et al.*, 2000).

2.4. Implicancias de las características del volcán Villarrica

Resumiendo, el volcán Villarrica y la Región de Los Lagos presentan las siguientes características:

- Presencia de glaciares sobre el cono del volcán.
- Historia eruptiva muy activa del volcán.
- Fenómenos volcánicos postglaciales de gran magnitud asociados a la dinámica glacial.
- Localización del volcán en una región con un importante registro de fluctuaciones glaciares del pasado.
- Cercano a centros poblados.
- Disponibilidad de datos y parámetros glaciológicos actuales en los glaciares del volcán.
- Falta de antecedentes detallados referentes a las características glaciológicas de las masas de hielo durante el Pleistoceno Superior-Holoceno en toda la Región.

Por lo tanto el volcán es propicio para evaluar las características

glaciológicas actuales y pasadas (entre ellas volumen, espesor de hielo y altitud de la línea de equilibrio) y su relación con la actividad volcánica, los cambios climáticos, las fluctuaciones paleoclimáticas y la disponibilidad de recursos hídricos. Para ello se plantea la importancia de la identificación y análisis de la evidencia geomorfológica y la confección de modelos con parámetros glaciológicos.

3. MARCO TEORICO

3.1. Conceptos Glaciológicos

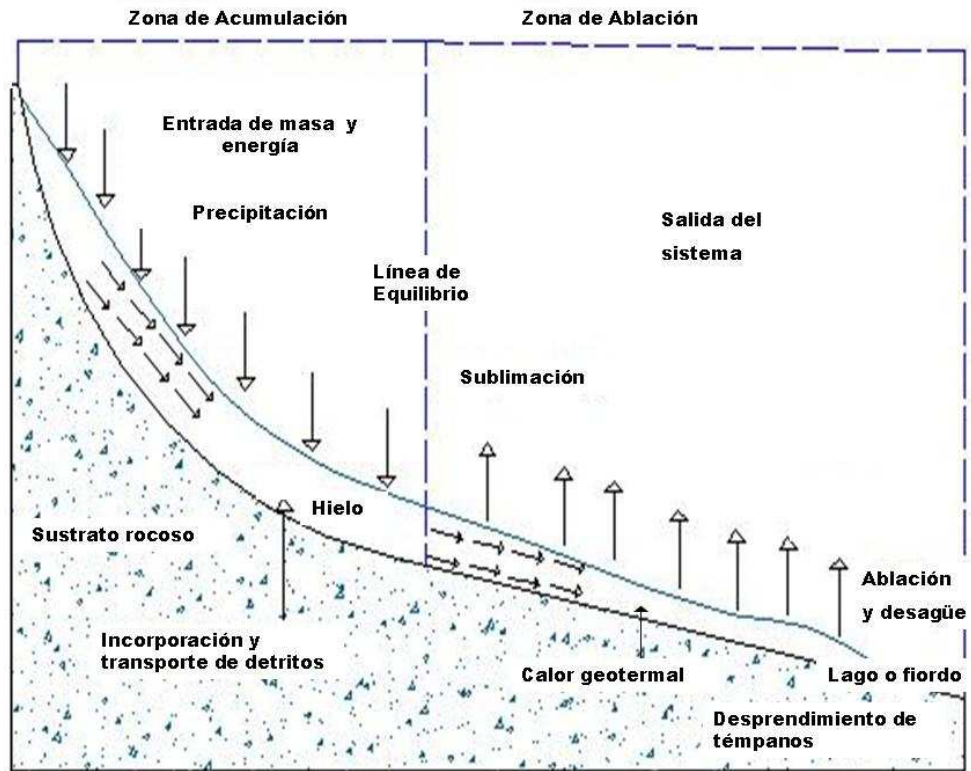
3.1.1. El Glaciar como Sistema

Para entender la dinámica glacial se puede utilizar el concepto de sistema glaciar, el cual presenta entradas y salidas. Las entradas (*inputs*) más importante del sistema glaciar corresponden a la precipitación sólida, la nieve depositada por el viento y avalanchas proveniente de sectores superiores. Estos *inputs* corresponden a la acumulación del sistema, que preferentemente se produce en la denominada zona de acumulación, es decir, en la porción del glaciar localizado sobre la línea de equilibrio. El sistema pierde masa (*outputs*) a través de la fusión y sublimación del hielo, así como por la caída de bloques de hielo (témpanos) en lagos o fiordos. Todas estas pérdidas se dan principalmente en lo que se conoce como la zona ablación, que al final de la temporada de verano está delimitada en su parte superior por la línea de equilibrio que la separa de la zona de acumulación (BENN & EVANS, 1998).

La Figura 7, representa un esquema idealizado de las entradas y salidas de un sistema glaciar, considerando la pérdida de masa a través del desprendimiento de témpanos y la entrada de calor geotermal por el sustrato rocoso.

El balance de masa glaciar corresponde a la suma algebraica de los montos de acumulación y ablación netas y pérdida por desprendimiento, si es positivo el glaciar aumenta de volumen y si es negativo el volumen disminuye (PATERSON, 1981).

Figura 7: Esquema idealizado de un sistema glaciar



Fuente: Modificado de BENN & EVANS (1998)

El balance neto es el balance al final del período hidrológico, usualmente determinado como un año, y puede ser subdividido en balance de verano, el cual es normalmente negativo y el balance de invierno el cual es normalmente positivo. En general, en la zona de acumulación el balance es superior a 0 y en la zona de ablación el valor es inferior a 0 (PATERSON, 1981).

La línea de equilibrio corresponde al límite entre las zonas de acumulación y ablación, donde la ablación anual es igual a la acumulación anual. La altura de esta línea se denomina altitud de la línea de equilibrio (ALE) (SIEGERT, 2001).

3.1.2. Mecanismos de flujo del hielo

Un glaciar fluye como resultado de las tensiones producidas por su propio peso y en respuesta a la gravedad. Esta fuerza gravitacional es obtenida debido a la pendiente del glaciar, el cual fluye hacia su frente, lo cual es resultado del balance entre acumulación y ablación a lo largo del glaciar (BENNETT & GLASSER, 1996).

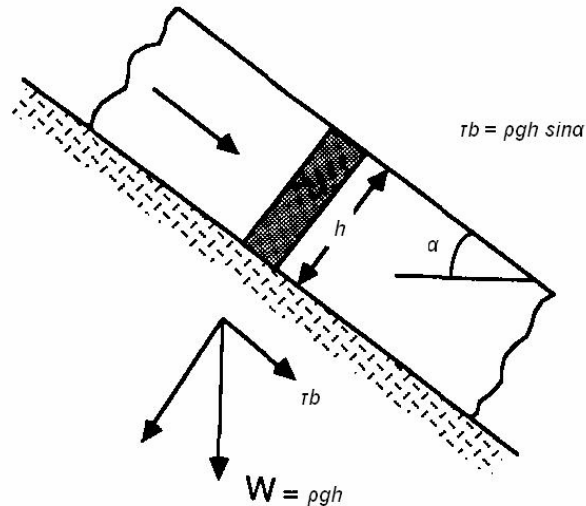
Un concepto básico en el análisis del flujo de hielo corresponde a la tensión de cizalla. El concepto de tensión de cizalla, corresponde a la tensión con que se deforma un material por una parte que se desliza sobre otra a lo largo de un número de planos de falla. Es la forma más común de tensión que actúa para mover una masa de hielo pendiente abajo (BENN & EVANS, 1998). En la base del glaciar, la tensión de cizalla está dada por el espesor del hielo y la pendiente superficial y se define como tensión de cizalla basal (BENNETT & GLASSER, 1996). Se define por la expresión:

$$\tau_b = \rho g h \sin \alpha \quad (1)$$

donde τ_b = tensión de cizalla basal (*basal shear stress*) (Pa) , α = pendiente de la superficie del glaciar, ρ = densidad del hielo (kg/m^3), g = aceleración de gravedad (9.81 m/s^2) y h = espesor de hielo (m).

Como se aprecia en la Figura 8, la tensión de cizalla basal actúa en dirección paralela al flujo de hielo. La fuerza es debido al peso (W) del hielo sobre la base. Cuando el valor de tensión de cizalla basal supera un valor crítico debido al espesor de hielo o la pendiente superficial del hielo, el glaciar comenzará a fluir por deformación interna y/o deslizamiento basal (ACKERLY, 1989).

Figura 8: Esquema idealizado de un sistema glaciar con pendiente superficial y subglacial constante.



Fuente: Modificado de ACKERLY (1989)

El glaciar puede moverse por: (I) deformación interna del hielo, (II) deslizamiento basal y (III) deformación basal de sedimentos (BENNETT & GLASSER, 1996). El flujo por deformación interna ocurre en todas las masas de hielo y generalmente genera un movimiento de unos pocos metros por año. Esta caracterizado por un flujo laminar paralelo a la superficie. La velocidad del flujo es máxima en la superficie y decae lentamente hasta el fondo. El deslizamiento basal corresponde al deslizamiento del hielo sobre su fondo rocoso. Ocurre sólo en glaciares donde el sustrato se encuentra en el punto de fusión por presión y por ende existe agua (PATERSON, 1981). Cuando el movimiento basal ocurre, los glaciares se mueven de cientos e incluso miles de metros por año (SIEGERT, 2001). El deslizamiento basal sobre sedimentos se da en sustratos no consolidados. Los valores de tensión de cizalla basal son mucho más bajos cuando el glaciar fluye sobre sedimentos deformables. En esta situación una proporción importante del movimiento se genera por la deformación de los sedimentos, debido a que la tensión es traspasada del

glaciar hacia el sustrato, en consecuencia el movimiento es controlado principalmente por las propiedades mecánicas del sedimento (BENNETT & GLASSER, 1996).

El flujo de hielo es representado a través de la Ley de Flujo de Glen. Esta ley de flujo de hielo es producto de la relación entre la velocidad de deformación y la fuerza que la produce (SIEGERT, 2001), su expresión es:

$$\dot{\epsilon} = A \tau^n \quad (2)$$

Donde **A**: es el parámetro de la ley de flujo, que depende de la temperatura

n: es un exponente que fluctúa entre 1 y 4, usualmente se emplea un valor de 3

y $\dot{\epsilon}$ corresponde al rango de deformación (*strain*) el cual se define como tasa en que un cuerpo se deforma en respuesta a tensiones.

Una conclusión importante derivada de los mecanismos de flujo de hielo, es que la velocidad queda determinada principalmente por el espesor del hielo y la pendiente de su superficie y que el espesor del hielo es correlacionable con la pendiente. Con pendiente fuerte, el hielo es delgado, con pendiente suave el hielo es más profundo.

3.1.3. Relación glaciar/clima

Los sistemas glaciares se encuentran ligados con otros sistemas como el atmosférico e hidrológico (AGETA, 1998) y el paisaje circundante (BENN & EVANS, 1998). Esta combinación de entradas, salidas e interacciones con otros sistemas es la que configura la dinámica y respuesta glacial. Los glaciares son altamente sensitivos a los cambios climáticos, respondiendo a los cambios de temperatura y precipitación. Las fluctuaciones, pasadas y presentes de los

glaciares, son una importante fuente de información respecto a los cambios en el sistema climático global. Al mismo tiempo, los glaciares pueden influir en las características climáticas locales alterando el sistema de presiones, la dirección del viento y disminuyendo las temperaturas atmosféricas circundantes (BENN & EVANS, 1998).

Por otro lado el balance entre los montos de acumulación y ablación, que dependen del clima circundante (PATERSON, 1981), se traduce en la respuesta del glaciar, el cual puede avanzar o retroceder (Figura 9). Por lo tanto las variaciones de los glaciares pueden ser excelentes indicadores del clima, sin embargo, las respuestas no son lineales ni sincrónicas, existiendo otros factores que pueden acelerar o retrasar la respuesta glaciar, entre ellos la combinación de factores climáticos, factores topográficos (hipsometría de las cuencas, geometría de los valles) y factores glaciodinámicos (velocidad del hielo, ciclos de *calving*, *surges*) (WARREN, 1991).

La línea de equilibrio es sensible tanto a cambios de temperatura como a cambios en las precipitaciones. Si existe una tendencia positiva en las temperaturas y/o disminuye la cantidad de nieve caída, la línea de equilibrio de un glaciar se desplazará hacia mayor altura y viceversa (BENN & EVANS, 1998). De esta forma la zona de acumulación de un glaciar verá reducida su superficie, en caso de una migración de la línea de equilibrio hacia mayor altura. La proporción entre el área total del glaciar y la zona de acumulación se conoce como el cociente denominado "AAR" (*Accumulation Area Ratio* o Rango o Proporción del Área de Acumulación) (BENN & EVANS, 1998)

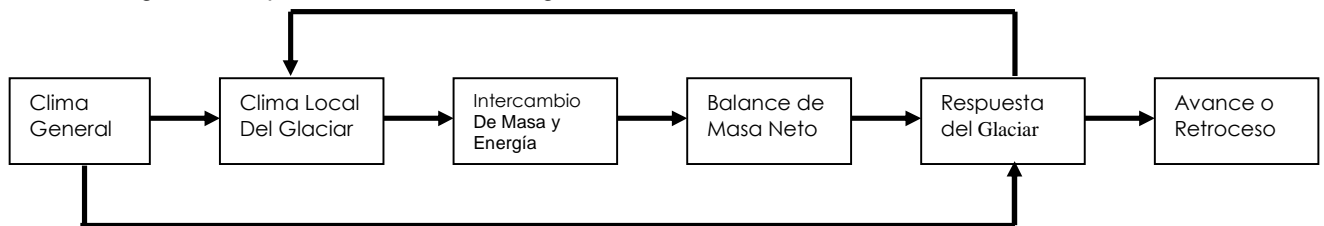
Las variaciones ocurridas en los glaciares debido a las fluctuaciones climáticas se traducen en cambios en los balances de masa, migración de la línea de equilibrio, variaciones frontales y de espesor, entre otros (PATERSON, 1981).

Los registros de la longitud alcanzada por los glaciares entregan importante información acerca de cómo el clima ha cambiado (KLOK & OERLEMANS, 2003). OERLEMANS (2001) establece una relación en la cual el incremento de la temperatura en 1° C se traduce en una disminución de 1 a 3 km en la longitud del glaciar y por lo tanto en balances de masa progresivamente más negativos. La relación se construye de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$\Delta L / \Delta T^{\circ} = 2 / \gamma \alpha \quad (3)$$

donde ΔL es la longitud perdida por el glaciar, ΔT° es la anomalía térmica, γ es el gradiente adiabático de temperaturas (0.006 a 0.0075 °C/m) y α es la pendiente superficial del glaciar.

Figura 9: Esquema de la interacción glaciar clima



Fuente: PATERSON (1981)

Los cambios positivos en la longitud del glaciar se deben a balances de masa positivos, los cuales traen como consecuencia la propagación hacia los sectores bajos del glaciar, del input de masa recibido. Esta propagación se explica a través de la teoría de Ondas Cinemáticas (*Kinematic Waves*) (BENNETT & GLASSER, 1996). Estas, a grandes rasgos, corresponden a un tipo de movimiento mediante el cual, en caso de un balance de masa positivo, la masa es transferida ocurriendo un aumento en la longitud del glaciar (PATERSON, 1981).

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

$$T=h/a_0 \quad (4)$$

donde T es el tiempo de respuesta del glaciar; h es el espesor de hielo y a_0 es la tasa de ablación del glaciar.

3.2. Geomorfología Glacial

La dinámica glacial, tanto actual como del pasado, se manifiesta a través de evidencias geomorfológicas. El reconocimiento de depósitos glaciares se ha utilizado para determinar la extensión y dinámica de las masas de hielo en un periodo específico (ANDREWS, 2000).

La teoría glacial comenzó con la observación de evidencia física (*drift deposits* o depósitos a la deriva) que en un principio se asociaron a inundaciones. Sin embargo, Louis Agassiz en 1840, estimó que los *drift deposits* en Inglaterra eran evidencia de una época glacial (VIVAS, 1984).

Las formas glaciales son clasificables de acuerdo a la naturaleza de sus procesos en formas de erosión y formas de depositación (EMBLETON & KING, 1975). Las formas de erosión existen en una variedad de escala, desde formas de pequeña escala hasta paisajes con patrones de erosión glacial. En esta variedad de escala, por ejemplo, se reconocen desde pequeñas estrías en la roca hasta paisajes dominados por circos glaciales. Entre otras formas de erosión se reconocen: rocas aborregadas (*roches moutonnées*), drumlins de roca, canales formados por el agua de fusión del glaciar, canales marginales, fiordos, etc. (BENN & EVANS, 1998). Las formas de erosión son utilizadas principalmente para inferir la dirección del flujo glacial del pasado.

Sin embargo, son las formas de depositación las que adquieren una mayor importancia para determinar la extensión de masas de hielo del pasado. BENNETT & GLASSER (1996) divide las formas de depositación glacial en subaéreas y en subacuáticas. La primera la divide en dos grandes grupos de acuerdo a los factores que actúan en el origen de las formas; las propiamente

glaciares y las fluvioglaciares. Estos dos grupos se dividen, de acuerdo a sus ambientes de formación en formas marginales al hielo y formas subglaciales.

BENN & EVANS (1998) clasifican de forma general las formas de depositación glacial de acuerdo a los ambientes de depositación en:

- Asociaciones subglaciales
- Morrenas marginales al hielo
- Asociaciones supraglaciales
- Asociaciones proglaciales
- Ambientes glaciolacustre y glaciomarinos

En la Tabla 1 se muestra una correlación entre las clasificaciones de BENNETT & GLASSER (1996) y BENN & EVANS (1998) demostrando la similar naturaleza y relación que existe entre las formas a pesar de ser clasificaciones distintas.

Las investigaciones relacionadas a la reconstrucción de la extensión de los glaciares se han concentrado en el análisis y datación de morrenas. (ANDERSEN *et al.*, 1999, GLASSER *et al.*, 2005).

El término morrena representa un gran variedad de depósitos asociados a glaciares y casquetes de hielo. LLIBOUTRY (1956) lo define como “...las acumulaciones de rocas, piedras, arena, etc., transportada por el glaciar.” EMBLETON & KING (1975) agregan que las morrenas consisten en material no estratificado (till). Estas acumulaciones de detritos son el producto de la erosión y flujo glacial (POST & LACHAPELLE, 2000) y que al ser depositados adquieren forma de montículos alargados (ALLEN, 1970). Por lo tanto el

término morrena adquiere una doble connotación, genética (depósito glacial) y morfológica (forma de relieve) (VIVAS, 1984).

Tabla 1: Relaciones entre diferentes clasificaciones de formas de depositación

BENNETT & GLASSER (1996)	BENN & EVANS (1998)
Formas de depositación glacial en agua (formas glaciolacustres y glaciomarinas)	Formas originadas en ambientes glaciolacustres y glaciomarinas
Formas de depositación glacial terrestre	
Glacial/Marginal al hielo	Morrenas marginales al hielo
Glacial/Subglacial	Asociaciones subglaciares
Glaciofluvial/Marginal al hielo	Asociaciones proglaciares y supraglaciares
Glaciofluvial/Subglacial	Asociaciones subglaciares

EMBLETON & KING (1975) clasifica las morrenas de acuerdo a tres parámetros, su posición relativa al glaciar, su estado de actividad y su método de formación. En la primera clasificación, las morrenas se dividen en terminal, lateral y medial. De acuerdo a su grado de actividad se reconocen las morrenas activas (en contacto con el hielo glacial) y las morrenas inactivas, las cuales han perdido contacto con el glaciar debido a su retroceso y/o adelgazamiento. Por último, de acuerdo al método de formación se reconocen dos grupos, morrena de ablación y morrena basal. Las morrenas de ablación corresponden a material acumulado en la superficie del glaciar que por el gradual adelgazamiento de la superficie se deposita en el lecho abandonado por el glaciar. La textura es gruesa debido a que el material fino es usualmente lavado por el agua de fusión. Las morrenas basales corresponden a acumulaciones subglaciares. La clasificación de acuerdo a su estado de actividad se utiliza como clasificación primaria, mientras los restantes como una subdivisión secundaria.

Las morrenas de mayor interés para el análisis de la extensión en la superficie de los glaciares son aquellas que no se encuentran en contacto con el hielo (estables), es decir, morrenas inactivas o pasivas, terminales y laterales (EMBLETON & KING, 1975) y que fueron formadas alrededor de las lenguas glaciares. Estas corresponden a morrenas originadas en ambientes marginales al hielo (BENN & EVANS, 1998) y formas de depositación glacial terrestre de origen glacial marginal al hielo (BENNETT & GLASSER, 1996).

OERLEMANS (2001) agrupa de forma simple las evidencias geomorfológicas indicadores de fluctuaciones glaciares y cambio climático y las define como morrenas terminales, morrenas laterales y *trimlines*. Esta última corresponde al límite de la erosión o de la modificación de la vegetación por un glaciar en su avance máximo más reciente, antes del último retroceso (POST & LACHAPELLE, 2000)

Otras formas glaciales de depositación, como drumlins y eskers, formadas subglacialmente, tienen poca relevancia como indicadores de la asociación glacial con el clima (ANDREWS, 2000).

3.2.1. Formación de morrenas terminales

Las condiciones necesarias para la formación de morrenas son dos 1) un suficiente periodo de tiempo y 2) disponibilidad de cantidades razonables de sedimentos (ANDREWS, 2000).

Las morrenas terminales son formadas por el avance de la lengua glaciar, la cual comienza a retroceder luego de un tiempo. Cuando el glaciar retrocede se depositan una serie de cordones morrénicos. Las morrenas laterales son de

interés ya que permiten una primera estimación del espesor del hielo (OERLEMANS, 2001).

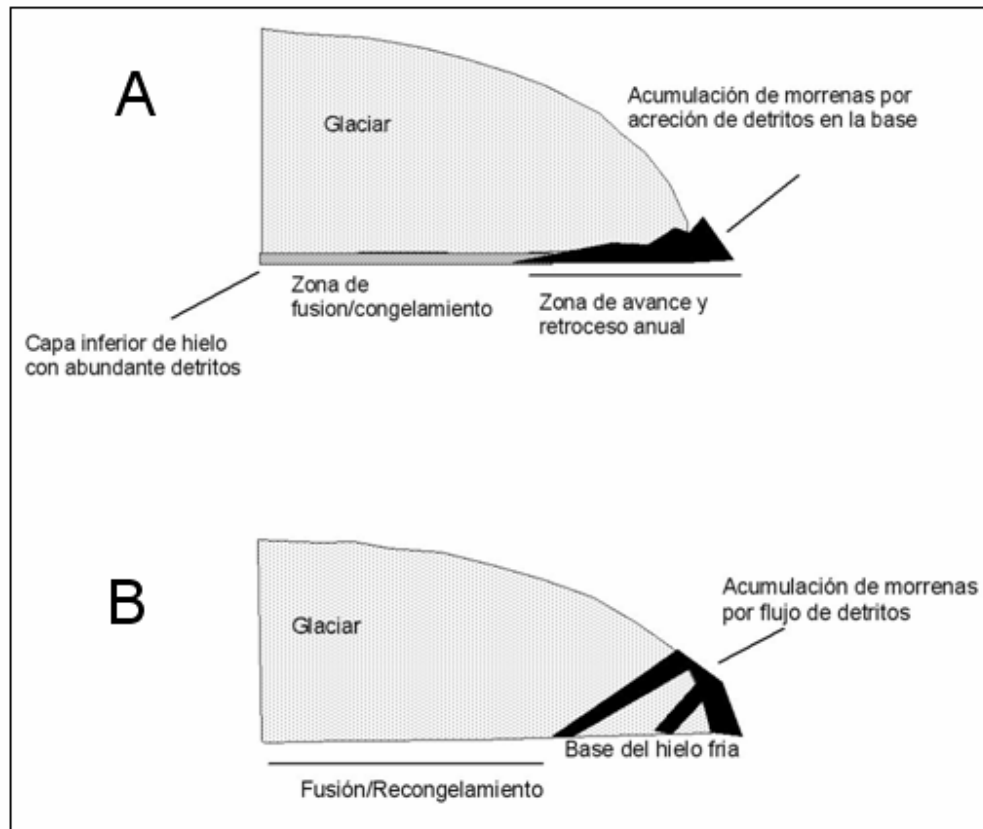
ANDREWS (2000) establece que los procesos para la formación de morrenas terminales, de acuerdo a la dinámica del glacial, se resumen en dos:

- Formación de morrenas subglaciales, lo cual ocurre por acreción de sedimento subglacial (Figura 10a)
- Formación de morrenas supraglaciales, lo cual ocurre por el transporte y flujo de sedimentos que se acumulan sobre la superficie del glaciar y que se depositan al retroceder el glaciar (Figura 10b).

ANDREWS (2000) establece una relación compleja entre las fluctuaciones climáticas y la construcción y formación de morrenas, lo cual se encuentra determinado por los balances de masa del glaciar (Figuras 11 y 12). Usualmente la construcción de morrenas se produce cuando el balance de masa de un glaciar se encuentra en equilibrio ($Bm = 0$), es decir, cronológicamente los depósitos morrénicos marcan un punto de diferencia entre un periodo con balance de masa positivo de un periodo con balance de masa negativo (Figura 12), especialmente en glaciares donde los márgenes se encuentran sobre tierra.

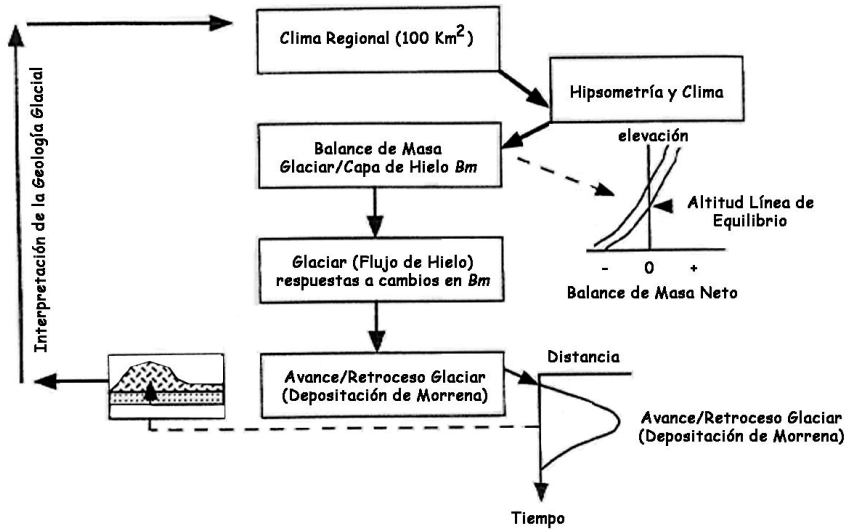
La asociación mas directa entre glaciares y cambio climático utilizada para las reconstrucciones glaciares corresponde a las morrenas subglaciales (ANDREWS, 2000) específicamente las morrenas de empuje (*push moraine*) las cuales tienen un valor potencial para la reconstrucción de las masas de hielo (BENNETT, 2001).

Figura 10: Los dos procesos más importantes para la formación de morrenas terminales: **A** Formación subglacial de morrenas, **B** Formación supraglacial de morrenas



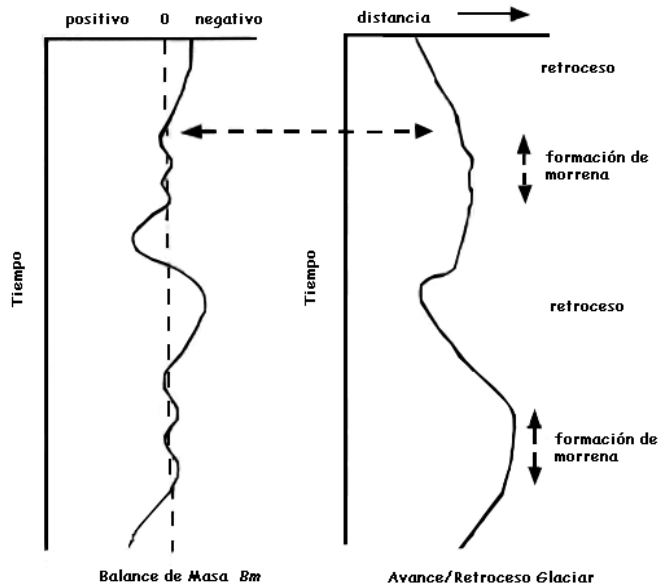
Fuente: ANDREWS (2000)

Figura 11: Esquema de relación entre cambio climático global y respuesta glaciar



Fuente: ANDREWS (2000)

Figura 12: Relación entre cambios en el balance de masa, respuesta del glaciar y formación de morrenas.

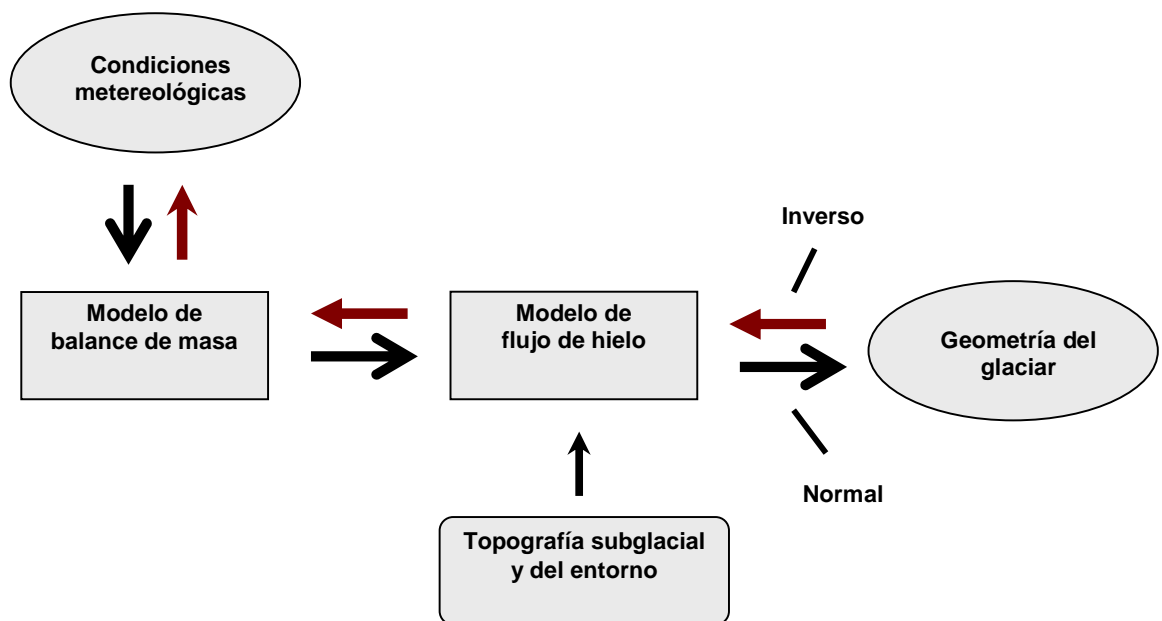


Fuente: ANDREWS (2000)

3.3. Modelos de reconstrucción glacial

El método para la modelación glacial tiene como principal variable las condiciones meteorológicas (modelo de balance de masa) y las características glaciológicas (modelo de flujo de hielo) lo cual permite estimar la evolución de la geometría glacial, sin embargo, el modelo inverso, es decir, deducir los cambios climáticos pasados a partir de las fluctuaciones glaciares del pasado también es posible (OERLEMANS, 2001, KLOK & OERLEMANS, 2003) (Figura 13).

Figura 13: Esquema para la construcción de modelos glaciares, paleoglaciares y paleoclimáticos



Fuente: OERLEMANS (2001)

Dos métodos de reconstrucción han sido usados: (a) modelación numérica de los paleo-glaciares y glaciares y (b) reconstrucciones geológicas y geomorfológicas. Los primeros están orientados a cuantificar la dinámica de los casquetes y glaciares del pasado, presente y también proyectar el

comportamiento glacial en el futuro. Los métodos geológicos y geomorfológicos utilizan las formas de relieve, tanto terrestres como marinas, para reconstruir la extensión y cronología de los casquetes y glaciares del pasado. La integración de estos métodos tiene un gran potencial para entender el comportamiento actual, pasado y futuro de la dinámica de los casquetes de hielo y glaciares y su entorno (NAPIERALSKI *et al.*, 2006).

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

Los modelos numéricos de reconstrucción de casquetes y glaciares del pasado, requieren, además, para su confección, de antecedentes paleoclimáticos. Esta información se puede obtener de (a) información geológica (incluyendo testigos de hielo) y (b) modelos numéricos del sistema climático, calibrados con las condiciones climáticas actuales. La información geológica es utilizada para determinar las características paleoclimáticas en lugares donde existe la información. En lugares donde no existe información geológica se utilizan los modelos numéricos (SIEGERT, 2001).

Cuando no existen registros paleoclimáticos o el objetivo de la reconstrucción no es obtener un registro continuo a lo largo del tiempo de algunas características glaciológicas, es factible reconstruir la geometría glacial sobre la base de dos parámetros: la pendiente de la topografía que sustenta al glaciar y el espesor del hielo. La extensión de la masa glacial estará dada por la geomorfología glacial, principalmente los cordones morrénicos. Para determinar

el espesor de hielo, es necesario introducir el concepto de tensión de cizalla basal (*Basal Shear Stress*, sección 3.1.2.). Si bien en estos modelos es factible asumir la plasticidad perfecta del material (100 kPa o 1 bar o 100000 Pa) (PATERSON, 1981), los valores de tensión de cizalla reales para los glaciares de valle y casquetes de hielo oscilan entre los 50 y 150 kPa (BENNETT & GLASSER, 1996, AUGUSTINUS, 1999, GLASSER & JANSSON, 2005).

El modelo de determinación y predicción de perfiles de glaciares con este principio, fue propuesto en NYE (1952), gracias a la ecuación de la tensión de cizalla (Ecuación (1)).

De esta ecuación se obtiene el método para la determinación de perfiles para casquetes de hielo y capas de hielo, pero sin considerar la pendiente (NYE, 1952; PATERSON, 1981), ello a través de la ecuación:

$$h^2 = 2 h_0 x \quad (5)$$

donde:

$$h_0 = (\tau b / \rho g) \quad (6)$$

x = distancia en una línea de flujo

Estimando un valor apropiado para τb , esta ecuación representa una aproximación a la superficie glaciar.

El cálculo del espesor del hielo, con la ecuación (6) requiere los siguientes supuestos (GLASSER & JANSSON, 2005):

1. la masa de hielo se encuentra sobre una topografía plana
2. se encuentra en un estado estático

3. fluye por deformación interna
4. es isotermal

Este modelo ha sido utilizado por diversos autores con el objetivo de determinar diversos parámetros glaciológicos. GLASSER & JANSSON (2005) lo utilizan para determinar el espesor aproximado de los glaciares efluentes de Campo de Hielo Norte, durante el UMG.

La forma de este modelo es una parábola y es válido para estimar el volumen de casquetes y capas de hielo (SCHILLING & HOLLIN, 1981).

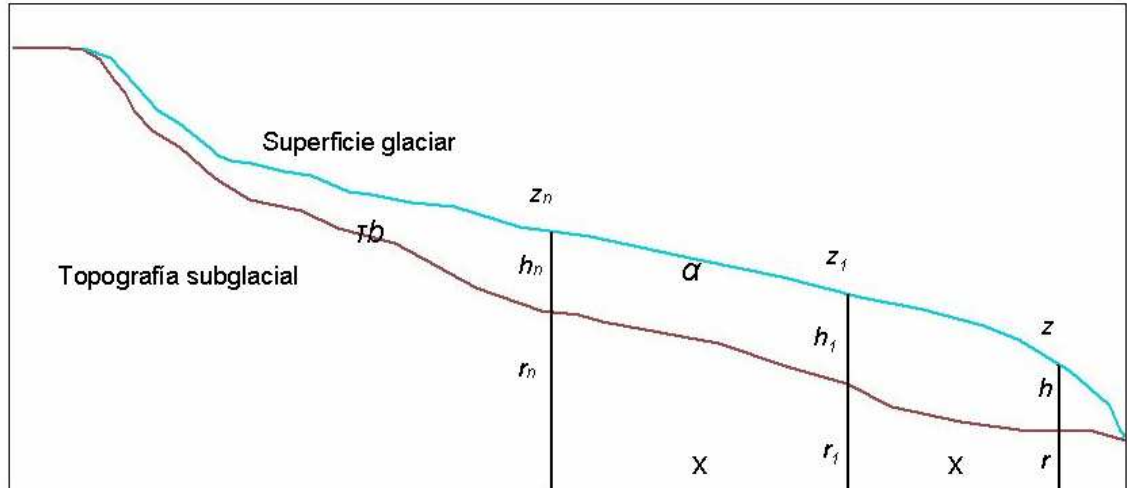
Para determinar los perfiles de glaciares de valle y pequeñas capas de hielo, SCHILLING & HOLLIN (1981) sobre la base de la misma formulación, integran la topografía subglacial como variable a considerar en el análisis y confección del modelo:

$$z_1 = z + (\tau b / \rho g)(\Delta x / h) \quad (7)$$

donde z es la altitud de la superficie glaciaria, h puede ser escrito $h = z - r$, donde r es la altitud de la topografía asumida como subglacial

Para el primer paso (frente del glaciar) se asume h cercano a 0 y por lo tanto $z \approx r$. Para los pasos subsecuentes $h_n = z_n - r_n$.

Figura 14: Esquema mostrando símbolos usados en la modelación.



Fuente: Modificado de SCHILLING & HOLLIN (1981)

Es importante asumir un principio de actualismo (los procesos modernos son los mismos que actuaron en el pasado) en este tipo de reconstrucciones, ya que las condiciones actuales dadas en los glaciares pueden ser utilizadas con el objetivo de calibrar el modelo hacia el pasado (KULL *et al.*, 2000). Por ejemplo PIERCE (1979), concluye que los valores de tensión de cizalla en el pasado, son consistentes con los valores actuales dados en los glaciares modernos. Este supuesto, valida la reconstrucción glaciar sobre la base de estas variables e ilustra cómo principios básicos de glaciología pueden ser aplicados para la reconstrucción basada en la evidencia geomorfológica (PIERCE, 1979).

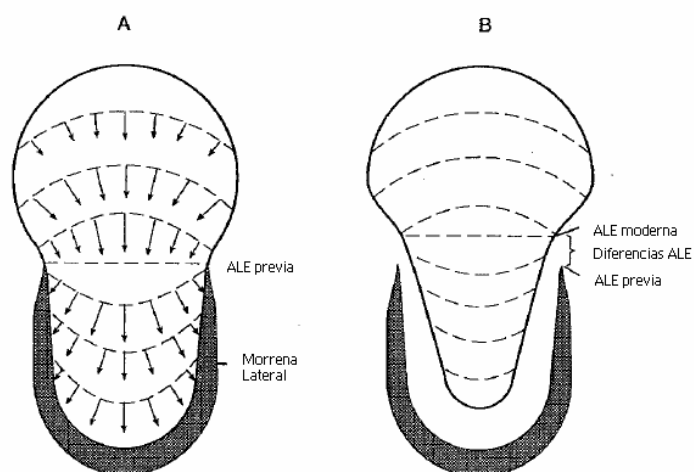
3.3.1 Métodos de determinación de paleo-línea de equilibrio

Diferentes métodos existen para determinar las paleo líneas de equilibrio. El más simple corresponde a la elevación media de los glaciares (EMG), el cual se usa para estimaciones generales de la posición de las líneas de equilibrio, sin embargo, la evidencia empírica estima que este método sobreestima la posición

de las líneas de equilibrio. Los mejores resultados son obtenidos para pequeños glaciares con una geometría regular (OSIPOV, 2004). Otro método de estimación corresponde al THAR (*Toe to headwall altitude ratio*), donde la línea de equilibrio es igual a la más baja elevación más el rango vertical entre la máxima y la mínima elevación multiplicado por una constante. Esta constante varía entre 0.35 y 0.42 y depende del grado de continentalidad de las condiciones del glaciar. El método del Rango del Área de Acumulación (AAR por sus siglas en inglés) considera diversos valores para determinar la altitud de paleo líneas de equilibrio. Valores inferiores a 0.5 indican balances de masa negativos, entre 0.5 y 0.8 corresponde a un estado de equilibrio y valores sobre 0.8 indican balances de masa positivos. El rango entre 0.55 y 0.65 es el valor considerado para glaciares en equilibrio en latitudes medias (NESJE, 1992; OSIPOV, 2004).

La máxima elevación de morrenas laterales se ha utilizado también para determinar la ALE, ya que debido a la naturaleza del flujo de hielo, las morrenas laterales solo comienzan a depositarse bajo la línea de equilibrio (Figura 15) (NESJE, 1992). La principal limitante de este modelo tiene relación con la mantención de los cordones morrénicos a través del tiempo y que pequeños retrocesos, con el consiguiente incremento de la morrena puede llevar a sobrestimar la ALE.

Figura 15: Principio de cálculo de los cambios de la ALE basado en la máxima elevación de morrenas laterales. Las flechas en A indican la dirección de los flujos.



Fuente: NESJE (1992).

3.4. Glaciaciones Cuaternarias

Durante los pasados 2 millones de años, (Cuaternario), el clima se ha caracterizado por fluctuaciones entre condiciones más frías que las actuales, donde la extensión de los glaciares ha sido mayor que la actual y periodos de mayores temperaturas donde la cubierta glacial ha sido más reducida (BENN & EVANS, 1998). Los periodos de menor temperatura se conocen como glaciaciones.

La causa más aceptada de las glaciaciones corresponde a la propuesta por Milankovitch, entre los años 1920 y 1930, la cual atribuye los cambios a ciclos astronómicos (MORENO, 2002). La fluctuación solar incidente sobre la superficie de la Tierra experimenta periodos de alza y disminución de temperaturas debido a variaciones periódicas de la órbita y del eje de rotación terrestre. Los fenómenos que causan estos cambios son (BENN & EVANS, 1998):

- 1 Cambios en la excentricidad de la órbita, la cual se vuelve más o menos elíptica en un ciclo de 100000 años
- 2 Cambios en la inclinación del eje en un periodo de 41000 años
- 3 Precesión de equinoccios o precesión de solsticios en un periodo de 23000 años

Durante el Cuaternario, sobre la base de la interpretación de testigos oceánicos y secuencias de *loess*, se reconocen 21 ciclos glaciares que han afectado la superficie de la Tierra (BENN & EVANS, 1998), sin embargo, la evidencia de estas glaciaciones ha sido destruida por subsecuentes eventos, por lo que la evidencia geomorfológica es reducida. La época donde se han reconocido importantes avances glaciares corresponde al Pleistoceno (2 Ma - 10 ka AP).

El Pleistoceno se ha caracterizado por fluctuaciones climáticas globales importantes donde se han establecido al menos seis periodos glaciales, separados por periodos de mayores temperaturas (interglaciales). Como se observa en la Tabla 2 existen diferentes modelos para las glaciaciones siendo los más reconocidos el Modelo Alpino y el Modelo Norteamericano. La construcción de estos modelos se ha realizado sobre la base de criterios morfoestratigráficos (VIVAS, 1984).

Durante la Última Glaciación se detectaron varios avances y retrocesos, teniendo su máximo alcance el ocurrido hace 21000 años AP periodo conocido como Último Máximo Glacial (UMG) (SIEGERT, 2001).

El Holoceno es el término adoptado para los últimos 10000 años de la escala geológica. A pesar de un clima relativamente estable, ha presentado avances glaciares menores, tanto en el Hemisferio Norte como en el Sur. La subdivisión del Holoceno es problemática debido a que no existen eventos simultáneos de carácter mundial en esta época, exceptuando cambios en el nivel del mar (GLASSER *et al.*, 2004).

Tabla 2: Modelos de Glaciaciones Pleistocénicas

Modelo	Modelo	Estadio Isotópico			
Alpino	Norteamericano	Inter/glacial	Periodo (ka)	Marino (MIS)	Época
		interglacial	presente - 10	MIS 1	Holoceno
Wurm	Wisconsinan	periodo glacial	15 - 70	MIS 2 - 4 & 5 a-d	
Riss-Wurm	Sangamon	interglacial	110 - 130	MIS 5e	Pleistoceno Superior
Riss	Illinoian	periodo glacial	125 - 200	MIS 6	
Mindel-Riss	Yarmouth	interglacial	200 - 425	MIS 7	
Mindel	Kansas	periodo glacial	240 - 455		Pleistoceno Medio
Gunz-Mindel	Aftonian	interglacial	455 - 620		
Gunz	Nebraskan	periodo glacial	620 - 680		Plesitoceno Inferior

Fuente: CLAPPERTON (1993)

DENTON *et al.* (1986 en CLAPPERTON & SUGDEN, 1988) concluye que la causa más importante para las fluctuaciones climáticas durante el Holoceno, se debe a variaciones en la actividad solar. El mínimo de Maunder (episodio más reciente de reducida actividad solar) se vincula a la Pequeña Edad del Hielo (PEH), periodo con bajas temperaturas a escala global, donde los glaciares avanzaron (BENN & EVANS, 1998). CLAPPERTON & SUGDEN (1988) lo sitúan entre los siglos XII y XIX para América del Sur y la Antártica, mientras LLIBOUTRY (1998), sitúa su inicio, para Europa e Islandia en 1570, y para la Patagonia entre los años 1600 y 1614.

3.4.1 Glaciaciones Cuaternarias en Chile

En Patagonia y Tierra del Fuego (desde los 41° S en el Lago Nahuel Huapi hasta los 56° S en el Cabo de Hornos), CALDENIUS (1932), detectó cuatro sistemas morrénicos, los cuales fueron denominados de acuerdo a la escala geocronológica sueca, de la más reciente a la más antigua: Finiglacial, Gotiglacial, Daniglacial e Inicioglacial. El consenso actualmente, es que el mapeo de morrenas es excelente, aunque el sistema Inicioglacial es más antiguo de lo que Caldenius estimó (SUGDEN *et al.*, 2005). Dataciones y análisis paleomagnéticos de los sistemas morrénicos realizados en el Lago Buenos Aires, determinaron que la cronología de CALDENIUS (1932), y por lo tanto su correlación con el hemisferio norte, deben ser revisados (MORNER & SYLWAN, 1989).

Otros aportes referentes a las Glaciaciones del Cuaternario se han realizado en la Región de Los Lagos, donde, debido a las características de los depósitos glaciares, se han realizado importantes aportes en cuanto a la extensión y cronoestratigrafía de las masas glaciares durante las glaciaciones del

Pleistoceno Medio a Superior (entre ellos PORTER, 1981 y CLAYTON *et al.*, 1997) como se observa en la Tabla 3.

Las determinaciones de edades más recientes realizadas para las Glaciaciones Cuaternarias en la Región de Los Lagos (exceptuando el UMG) corresponde al trabajo realizado por CLAYTON *et al.* (1997) quienes identificaron y determinaron las edades para 5 glaciaciones en la cuenca del lago Villarrica (Tabla 3).

3.4.2. Última Glaciación en Chile

Diversas investigaciones de la evidencia glacial y paleoecológica de los cambios climáticos del Último Máximo Glacial (UMG) se han realizado en tres áreas del Sur de Chile: Región de Los Lagos, alrededores de los actuales Campos de Hielo y en el Estrecho de Magallanes y Tierra del Fuego (McCULLOCH *et al.*, 2000). De forma general se han determinado en los Andes del Sur, importantes sistemas morrénicos que dan cuenta de la extensión de los glaciares durante el UMG, donde una capa continua se desarrollo en Los Andes, descargando importantes glaciares efluentes sobre ambas vertientes de la cordillera (CLAPPERTON, 1993).

Se ha adoptado la terminología “*Llanquihue Drift*” propuesta por MERCER (1976) para los depósitos de la Última Glaciación en la Región de Los Lagos en vista de las bien conservadas secuencias de depósitos glaciogénicos que se encuentran cercanos al lago Llanquihue. Durante la glaciación Llanquihue (equivalente de las glaciaciones Wisconsin, Würm y Finiglacial de los modelos Norteamericano, Alpino y Sueco respectivamente) los glaciares efluentes llegaron cerca del nivel del mar en la parte sur de la Región de Los Lagos y en

Reconstrucción de sistemas glaciares en el volcán Villarrica, Región de Los Lagos, Chile

Tabla 3: Glaciaciones en la Región de Los Lagos, Chile

Ka AP	WEISCHET (1964)	MERCER (1976)	PORTER (1981)	CLAYTON et al. (1997)
13 14		Llanquihue III	Llanquihue III	
19 20,5	El Salto	Llanquihue II	Llanquihue II	Qg1 (35-14,2 Ka AP)
<43 ?		Llanquihue I	Llanquihue I	
>57 ?	Rio Negro II]] Rio Negro I	Casma] ? Colegual	Santa Maria	Qg2 (262-132 Ka AP) ?
<700 ?	Rahue	Río Frio ?	Río Llico	Qg3 (480-238 Ka AP)
	Contaco	1 o más glaciaciones ? menos extensas	Caracol	Qg4 (687-512 Ka AP) Qg 5 >790-718 (Ka AP)

Fuente: Modificado de GARLEFF (1993)

Tabla 4: Última Glaciación en tres zonas del sur de Chile

Edad Geológica		Chile - Argentina		
MIS	Ka AP	Región de Los Lagos/ Isla de Chiloe	Campos de Hielo	Estrecho de Magallanes/ Tierra del Fuego
1	5-	Sin glaciares en la depresión intermedia	Pequeña Edad del Hielo 2 Avances Neoglaciales	Pequeña Edad del Hielo Avances Neoglaciales ?
	10-	Llanquihue III	Morrenas Punta Bandera	? Morrenas Ushuaia ? ? Morrenas Punta Arenas ? (>12 Ka)
2	20-	Llanquihue II	? Cordones multiples de morrenas sin dataciones	? Morrenas Segunda Angostura ?
	30-	? Llanquihue I	? Cordones multiples de morrenas sin dataciones	? Multiples cordones morrenicos?
3	40-	? Llanquihue I	? Cordones multiples de morrenas sin dataciones	? Segunda Angostura (parcialmente>42, 4 Ka = MOIS 4?)
	65-	? Llanquihue I	? Cordones multiples de morrenas sin dataciones	? Segunda Angostura (parcialmente>42, 4 Ka = MOIS 4?)
4	75-	Llanquihue I > 43 Ka		

Fuente: Modificado de GARLEF (1993)

la Isla de Chiloé, (HEUSSER, 1997). Sobre la base de dataciones con radiocarbono, en la zona del lago Llanquihue se han estimado tres avances durante la Última Glaciación (correspondientes al Estadio Isotópico 2, 35000-13000 años AP) (CLAPPERTON, 1991). Llanquihue I corresponde al avance más antiguo, con una edad superior a los 40000 años AP. Los avances Llanquihue II y Llanquihue III fueron originados durante la última parte de la glaciación. Para el primero se han obtenido dataciones de 20000, 30000 y

33000 años AP. PORTER (1981) concluyó que el avance de Llanquihue II culminó entre 20000 y 19000 años AP. Este depósito consiste en till proveniente de sedimentos de lagos, lo cual sugiere que la cuenca de este lago se encontraba libre de hielo entre los avances Llanquihue I y Llanquihue II (CLAPPERTON, 1993). El avance Llanquihue III no forma una morrena continua alrededor del Lago Llanquihue pero se presenta más claramente en el Seno de Reloncaví y en la Isla de Chiloé. Se estima sobre la base de datación que este avance culminó entre 14000 y 12000 años AP (CLAPPERTON, 1993).

Otras dataciones (Carbono 14) posteriores realizadas por DENTON *et al.* (1999) estiman que el UMG comenzó hace 29400 años AP y culminó entre 14550 - 14805 años AP. En este intervalo se identificaron diversos avances (29363-29385 años AP, 26797 años AP, 22295-22570 años AP y 14805-14869 años AP). En el norte del área de estudio, el máximo glacial ocurrió entre 22295-22567 años AP, mientras en la parte sur, específicamente en la Isla de Chiloé, ocurrió entre 14805-14869 años AP. El dispar comportamiento de los lóbulos es explicado por el desplazamiento latitudinal de los flujos del oeste durante los períodos de máximos glaciares (HEUSSER, 1997). La información proveniente de la evidencia geológica y palinológica, sugiere que entre los 40° 35' y 42° 25' S, las condiciones de máximo glacial se mantuvieron entre los 29400 y 14550 años AP y que las temperaturas promedio eran de 6° a 8° C inferiores a los valores actuales (DENTON *et al.*, 1999b).

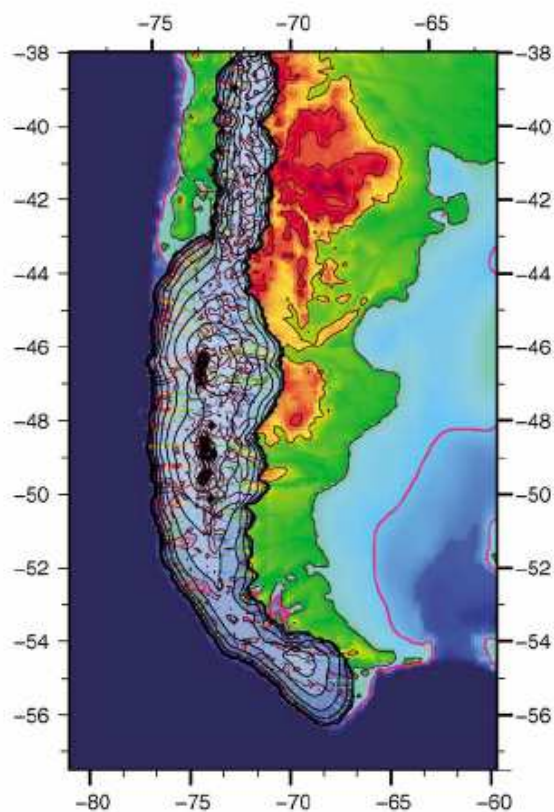
La confección de modelos, integrando variables climáticas y la dinámica glacial de los casquetes (HULTON *et al.*, 1994; SUGDEN *et al.*, 2002; HULTON *et al.*, 2002), han sido desarrolladas en los últimos años con el objetivo de determinar la extensión de la cubierta glacial durante el UMG. Estos modelos determinaron un casquete continuo para el Último Máximo Glacial, entre los 38° y 55° S, el cual, en el margen oeste a partir de los 43° S correspondía a una plataforma de

hielo flotante. El volumen total es superior a los 500000 km³ (Figura 16). Sin embargo la validez de estos modelos ha sido criticada por WENZENS (2003) debido a que no existe correlación entre el modelo y la evidencia geomorfológica determinada por CALDENIUS (1932). Recientemente GLASSER & JANSSON (2005) determinaron las formas glaciares en los alrededores de Campo de Hielo Norte, no sólo con el objetivo de determinar la extensión de los glaciares, sino su dinámica durante el Último Máximo Glacial, la base de este trabajo corresponde al mapeo original de CALDENIUS (1932).

En el Estrecho de Magallanes, CLAPPERTON (1993) estima que la Segunda Angostura fue originada durante la última glaciación. Respecto a ello SUGDEN *et al.* (2005) realizó diversas dataciones (isótopos cosmogénicos ¹⁰BE y ²⁶AL y Carbono 14) en el Estrecho de Magallanes, específicamente en el área de Segunda Angostura, Bahía Inútil e Isla Dawson, determinando cuatro cordones morrénicos y formas asociadas (*kettles holes*, remanentes de terrazas y canales de agua de fusión). Las dataciones arrojaron como resultado que el máximo alcanzado ocurrió entre los 23000 y 25000 años AP y la última expansión de los lóbulos ocurrió en los 17500 años AP. Este patrón es similar a las dataciones en el Lago Buenos Aires y en las edades determinadas por DENTON *et al.* (1999) en la Región de Los Lagos y en otras zonas del sur de Chile, como se observa en la Tabla 5. A partir de estas edades comenzó una rápida deglaciación para la Región de Los Lagos, Patagonia y el Estrecho de Magallanes (TURNER *et al.*, 2005).

Por lo tanto existe evidencia geomorfológica y paleoecológica de cambios sincrónicos de temperatura en el sur de Chile, en el UMG, entre 14600 y 14300 años AP. (DENTON *et al.*, 1999b). No sucede lo mismo con las precipitaciones, las cuales cambiaron asincrónicamente en las diferentes latitudes en respuesta a la migración del cinturón de vientos del oeste (McCULLOCH *et al.*, 2000).

Figura 16: Extensión del casquete de hielo durante el UMG en el Sur de Sudamérica.



Fuente: HULTON *et al.* (2002)

Tabla 5: Dataciones del Último Máximo Glacial en el sur de Chile y Argentina

Zona	Carbono 14	Cal yr	Fuente
Region de Los Lagos	14.550-14.869 14C AP	17.500 cal yr aprox.	DENTON <i>et al.</i> (1999)
Lago Buenos Aires		17.000 cal yr	HUBBARD <i>et al.</i> (2005)
Peninsula de Taitao	14.335 14C AP	17.500 cal yr aprox.	McCULLOCH <i>et al.</i> (2000)
Estrecho de Magallanes	14.260 14C AP	17.500 cal yr aprox.	McCULLOCH <i>et al.</i> (2000)

3.4.3. *Younger Dryas* en Chile

El *Younger Dryas* corresponde a un período de enfriamiento detectado en el Atlántico Norte, en la transición entre el Último Máximo Glacial y el Holoceno (13000 a 11200 años AP) en el cual la actividad glacial se renovó (BENNETT *et al.*, 2000).

Un foco de interés, respecto a la determinación del *Younger Dryas* en Chile, se ha centrado en el análisis de la evidencia al sur de los 43° S. La evidencia geomorfológica analizada ha determinado tres avances glaciares entre los 15000 y 10000 años AP. El tercer avance corresponde al *Younger Dryas* el cual fue detectado en el área del Lago San Martín, en el este del Lago Pueyrredón y en el sur del Monte San Lorenzo (WENZENS, 2005). El mismo autor determina que a raíz de esta evidencia no existió un cambio climático abrupto en el periodo tardiglacial. Otras evidencias demuestran la existencia del *Younger Dryas*, a través del análisis de muestras de polen en la Región de Los Lagos, específicamente en el Canal de la Puntilla, Huelmo y Lago Condorito (localizados en los 41° S aproximadamente). Estas evidencias sugieren un período de enfriamiento entre los 12200 y 11400 años AP, el cual fue un periodo de fluctuación climática sincrónica al Hemisferio Norte, sugiriendo que la atmósfera es el control primario del clima después de la Última Glaciación (MORENO *et al.* 1999, 2001). Una de las evidencias más importante a favor de la ocurrencia de un período de enfriamiento alrededor de los 11000 años AP, son los controles radiocarbónicos realizados por HAJDAS *et al.* (2003) en Huelmo (41° 31' S, 73° W) y el Lago Mascardi (41° 0' 8" S, 71° 34' W) el cual corresponde a un lago proglacial que se encuentra a 15 km del glaciar del Monte Tronador. Ambas dataciones revelan un comportamiento similar al Hemisferio Norte, con características climáticas similares a las actuales entre

13000 y 12200 años AP seguido de un enfriamiento que culmina entre 11000 y 10000 años AP.

Sin embargo, análisis sedimentológicos y paleoecológicos realizados en pequeñas lagunas del sur de Chile (entre los 44° y 47° S) indican que no hubo un enfriamiento en el período del *Younger Dryas*, el cual fue un período de estable e incluso de pequeña alza de temperatura (BENNETT *et al.*, 2000). Por otro lado, la evidencia en Patagonia demuestra un continuo calentamiento a partir de los 13000 años AP, sin evidencias de fluctuaciones climáticas equivalente al *Younger Dryas* (McCULLOCH *et al.*, 2000; GLASSER *et al.*, 2005).

En definitiva existen discrepancias en cuanto a la frecuencia, temporalidad y dirección de las posibles fluctuaciones climáticas durante el intervalo 14600 - 10000 años AP, por lo que no existe un punto de vista único para un patrón climático durante este periodo (MORENO, 2002)

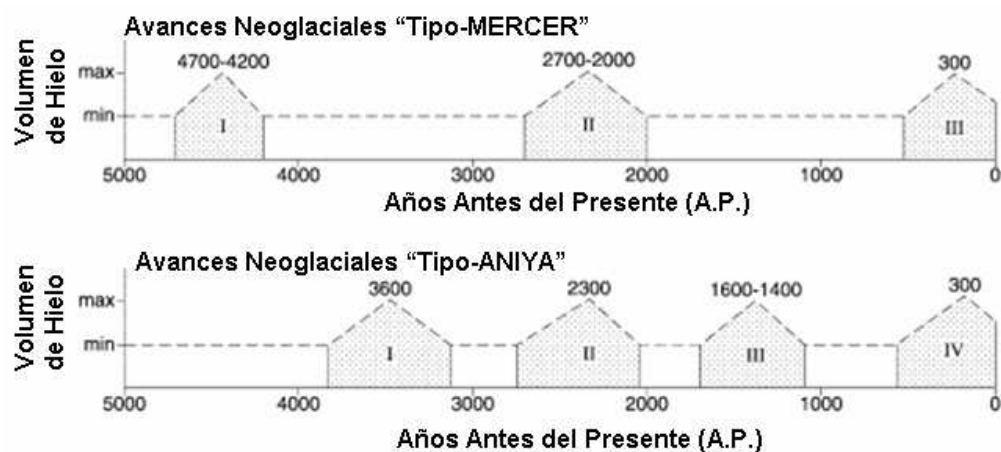
3.4.4. Holoceno en Chile

Entre los 10000 y 5000 años AP no existen registros de avances glaciares, de hecho de acuerdo a GLASSER *et al.* (2004) esta fase es generalmente considerada como un intervalo con mejores condiciones climáticas.

Durante los últimos 5000 años AP en muchas regiones montañosas del mundo han ocurrido una serie de avances glaciares, utilizándose el término neoglaciación para estos intervalos (CLAPPERTON & SUGDEN, 1988; GLASSER *et al.*, 2004).

La reconstrucción de las fluctuaciones neoglaciales durante el Holoceno en Chile, se ha realizado en la Patagonia, especialmente en los alrededores de los Campos de Hielo Norte y Sur, siendo el principal modelo el derivado de los trabajos de MERCER (1976). En la cronología de este modelo ocurren avances entre 4700 - 4200 años AP.; 2700 - 2000 años AP y durante la Pequeña Edad del Hielo (1650 a 1850) (Figura 17).

Figura 17: Avances Neoglaciales en la Patagonia



Fuente: Modificado de GLASSER *et al.* (2004)

ANIYA (1995, 1996) por otro lado, reconoce cuatro avances neoglaciales. Las cronologías difieren debido a que las fluctuaciones de cada glaciar donde se realizaron las dataciones (muchos de ellos de tipo *calving*), no responden linealmente a los cambios climáticos (GLASSER *et al.*, 2005).

Como se aprecia en la Figura 16, las cronologías de Mercer y Aniya, coinciden en que durante los últimos 300 años ocurrió un avance neoglacial. Este corresponde a la Pequeña Edad del Hielo (PEH). LUCKMAN & VILLALBA (2001) estiman que existe una cierta sincronización en la iniciación y ocurrencia temporal de los eventos de la Pequeña Edad del Hielo en América. Los

primeros avances ocurrieron en los siglos XIII y XIV en el Hemisferio Norte mientras en la Patagonia los máximos ocurrieron a partir del siglo XVIII hasta el siglo XX, sin embargo a un nivel mas detallado de décadas, existe una considerable variabilidad en la extensión relativa, el momento de ocurrencia y el fechado de la máxima posición alcanzada, por ejemplo a los 32° S el máximo de la Pequeña Edad del Hielo fue alcanzado a principios del siglo XX, mientras a los 35° S el máximo fue alcanzado más tempranamente (LARA *et al.*, 2005). Por otro lado, diversos registros proxy, determinan un periodo de enfriamiento en el Norte de Patagonia (39° y 48° S) entre los años 1640-1850 correspondiente a la Pequeña Edad del Hielo (LARA *et al.*, 2005).

4. OBJETIVOS

4.1. General

Reconstruir parámetros de los sistemas glaciares del volcán Villarrica durante el Último Máximo Glacial, la Pequeña Edad del Hielo y la actualidad.

4.2. Específicos

- Generar un modelo que permita reconstruir los sistemas glaciares usando las condiciones glaciológicas actuales de los glaciares con principios básicos de física del hielo.
- Determinar la extensión y dinámica de los glaciares del UMG y la PEH sobre la base de la identificación y análisis de morrenas terminales y laterales, la topografía y la geología del área del volcán Villarrica.
- Determinar el espesor de hielo en los distintos períodos sobre la base de las características de la topografía glacial superficial actual y subglacial pasada.
- Reconstruir las altitudes de líneas de equilibrio, sobre la base de la geometría de los sistemas paleoglaciares y las condiciones paleoclimáticas durante el Pleistoceno Superior y Holoceno en la Región de Los Lagos.

5. HIPÓTESIS

En la Región de Los Lagos se localiza el volcán Villarrica, el cual presenta glaciares sobre su cono y evidencias geomorfológicas de origen glacial tanto del Pleistoceno Superior (Glaciación Llanquihue y Último Máximo Glacial) como del Holoceno (Pequeña Edad del Hielo).

La reconstrucción de elementos glaciológicos sobre la base de la evidencia geomorfológica, sumado a principios básicos de física del hielo permitirán cuantificar ciertas características de la dinámica de los glaciares del volcán para distintos periodos. Esta cuantificación de variables glaciológicas y su evolución, serán acordes a las tendencias de las fluctuaciones climáticas del pasado y del proceso de cambio climático actual, demostrando la importante relación entre los glaciares y el clima que se da en esta región, la cual influye a su vez en la dinámica del volcán Villarrica debido a la influencia de las masas glaciares sobre los procesos de actividad volcánica.

6. METODOLOGÍA

6.1. Materiales

Se utilizaron diversos materiales para la presente investigación. Principalmente de acuerdo a los objetivos planteados en la presente investigación y también de acuerdo a la disponibilidad y accesibilidad de los datos.

El SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) corresponde a un modelo de elevación obtenido en Febrero del año 2000 por la NASA y el U.S. Department of Defense. Con ello se generó la base de datos topográfica digital, correspondiente a la zona de estudio. En la Tabla 6 se muestra algunos parámetros. Este modelo fue obtenido de la pagina web del *Jet Propulsión Laboratory* (<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>).

Tabla 6: Parámetros SRTM2

Satelite	Sensor	Resolución de Captura	Resolución del pixel
Space Shuttle Endeavor	C-band and X-band	3 arc second	90 metros

Por otro lado los datos AirSar C (*Airborne Synthetic Aperture Radar*) fueron obtenidos en Marzo del 2004 por una misión del JPL-NASA en colaboración con el CECS. La resolución del píxel es de 10 m (RIVERA *et al.*, 2006).

Los datos obtenidos fueron tratados en el software libre 3DEM (Visualization). La proyección fue cambiada a UTM, el datum corresponde a WGS 84. Se corrigieron los datos faltantes a través del comando *Pacht Missing Data* del software 3DEM. La información derivada de los datos SRTM y AirSar C fue obtenida a través del SIG ArcView 3.2 utilizando para ello la extensión *Grid Analyst*. Los datos obtenidos tienen principalmente relación con la obtención de los datos actuales del glaciar Pichillancahue como la hipsometría, pendiente y

exposición y con la topografía subglacial utilizada para la reconstrucción de la Pequeña Edad del Hielo.

La imagen satelital Landsat 7 ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*), se obtuvo de la página web de la *University of Maryland, Global Land Cover Facility* (<http://glcf.umiacs.umd.edu/index.shtml>). Está compuesta por 8 bandas espectrales que fueron combinadas de distintas formas para obtener variadas composiciones de color u opciones de procesamiento. Se utilizó como referencia para las reconstrucciones en el UMG y la PEH. En ella se estimó, de acuerdo a los antecedentes la posición del antiguo cono del volcán y se trazaron las líneas de flujo. También se trazaron las morrenas que limitan la extensión, que en ciertos sectores fue determinada sobre la base de la topografía y la relación con otros sistemas glaciares. Este análisis fue completado con el uso de Cartas Topográficas IGM Chile.

La Carta Geológica empleada corresponde a la confeccionada por MORENO & CLAVERO (2006) y publicada por el Servicio nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN) a escala 1:50000. Se analizó con el objetivo de determinar la dinámica glacial y obtener datos de la geocronología glacial, absoluta y relativa, y principalmente limitar la extensión de los sistemas glaciares a través del análisis de los cordones morrénicos.

Por otro lado se utilizaron los datos GPS (Sistema de Posicionamiento Global) y RES (Radio Eco Sondaje). Estos datos fueron obtenidos por campañas de terreno realizadas por el CECS durante Enero de 2005. Las mediciones de RES se obtuvieron con un sistema portable, llevado por al menos tres personas, que consistía en un radar transmisor, receptor y el GPS para obtener la posición de cada medición (RIVERA *et al.*, 2006). El total de puntos medidos es de 1410 y

abarcan una longitud de 4500 m entre los 2286 m s.n.m. y los 1791 m s.n.m. que corresponde a la altitud del frente del glaciar para el año 2005.

En la Tabla 7, se detalla los diversos materiales utilizados para los diversos análisis realizados en la presente investigación.

Tabla 7: Materiales utilizados en esta memoria

Material	Nombre	Año	Resolución o escala	Análisis o información obtenida
Imagen Satelital	Landsat ETM+	2001	30 m	Detección de evidencia geomorfológica y análisis topográfico de dinámica glaciar
Modelo Digital de Elevaciones	SRTM	2000	90 m	Obtención de datos topográficos, tanto de la superficie glaciar como de los valles
	Air SAR C	2004	10 m	Obtención de datos topográficos de la superficie glaciar
Cartas Topográficas	IGM	1978	1:50.000	Identificación de sistemas y toponimia, análisis topográfico de dinámica glaciar
Cartas Geológicas	SERNAGEOMIN	2006	1:50.000	Análisis y dinámica paleoglaciar, dataciones en depositos glaciares

6.2. Método

Para determinar las características glaciológicas de los glaciares del Último Máximo Glacial y del Holoceno en el volcán Villarrica, se integraron las siguientes variables para la confección del modelo y posterior análisis:

1. Análisis de las condiciones actuales y determinación de errores con los datos de Radio Eco Sondaje (RES)
2. Determinación de parámetros derivados de la geomorfología glacial, principalmente morrenas, las cuales indican la extensión de las masas glaciares y permiten inducir la dinámica glacial.
3. Condiciones glaciológicas, geológicas y topográficas que sustentan a los sistemas glaciares y paleoglaciares.

6.2.1. Condiciones actuales

En una primera instancia se determinó el perfil de la tensión de cizalla basal con los datos GPS (Sistema de Posicionamiento Global) y RES (Radio Eco Sondaje). Para ello se utilizó la Ecuación (1). Se obtuvo un valor promedio de tensión de cizalla basal. Este valor se utilizó para la construcción de los perfiles glaciares durante el UMG y la PEH, por lo que esta calibración asume el principio de actualismo para la determinación del valor de tensión de cizalla basal. El espesor actual se determinó utilizando valores distintos de tensión de cizalla basal, los cuales fueron determinados de acuerdo a los datos GPS (específicamente la pendiente superficial) y ajustados de acuerdo a los espesores de hielo obtenidos con RES.

Para determinar los espesores actuales se utilizó la ecuación de equilibrio mecánico (Ecuación (1) propuesta por NYE (1952) y utilizada por MAYER & SIEGERT (2000) entre otros, para definir el espesor sobre la base de la topografía superficial de los glaciares, es decir con h como la incógnita.

Para obtener la topografía superficial de los glaciares se utilizó datos SRTM y datos Air SAR C. De ellos se obtuvo la pendiente superficial del hielo. El cálculo se realizó por cada píxel en ambos modelos digitales de elevación (MDE). Se obtuvo por lo tanto, el espesor promedio y la topografía subglacial, a través de toda la extensión de los glaciares.

Para todas formulaciones es necesario definir los valores constantes que integran el modelo:

a) Aceleración de gravedad

Se asumió un valor de 9.81 m/s^2 , el cual corresponde al valor asumido por la literatura para este tipo de modelos (SCHILLING & HOLLIN, 1981; AUGUSTINUS, 1999; GLASSER & JANSSON, 2005, entre otros)

b) Densidad del Hielo

Se utilizó para el cálculo una densidad de 900 kg/m^3 , valor típico utilizado en estas reconstrucciones (AUGUSTINUS, 1999). No se asume la densidad pura del hielo (917 kg/m^3) debido a que estos glaciares presentan nieve y neviza sobre su superficie, lo cual reduce la densidad del hielo. Este valor además fue el que más se ajustó al comparar datos modelados y datos observados (RES).

6.2.2. Cálculo de errores en los espesores

Para determinar el error de los espesores de hielo usados en el modelo y determinados con la superficie glaciaria, se empleó la siguiente ecuación:

$$RMS^2 = (\sum (hm - ho)^2) / n \quad (8)$$

Donde **RMS** es el error cuadrático medio (*Root mean square* en inglés), **hm** es el espesor modelado, **ho** es el espesor observado (con Radio Eco Sondaje) y **n** es el número de datos comparados.

Esta ecuación fue utilizada por RIVERA *et al.* (2001) en la determinación del error del espesor en diversos glaciares de Chile.

6.2.3. Determinación de la dinámica, superficie y longitud de los glaciares durante el UMG y el Holoceno

El primer paso correspondió a la identificación de las morrenas laterales y frontales, las cuales, como forma marginal del hielo, son de gran importancia para definir los límites de la extensión de los glaciares (EMBLETON & KING, 1975). El criterio usado para identificar visualmente las morrenas es el utilizado por GLASSER *et al.* (2005) y GLASSER & JANSSON (2005), detectándose las morrenas por su morfología prominente, con relieve positivo en los valles, con existencia de cordones múltiples o simples y con forma curva o lineal.

Se utilizaron fuentes de información para determinar la posición de morrenas y otras formas asociadas a la dinámica glacial. A este respecto se ocupará la información de los trabajos de LAUGÉNIE (1971), CLAYTON *et al.* (1997) y MORENO & CLAVERO (2006), que además entregan antecedentes

geocronológicos de las formas de depositación glacial.

La identificación de morrenas, laterales y frontales, se completó con campañas de terreno, donde se realizó observación e interpretación visual de los rasgos superficiales que indiquen la presencia de depósitos glaciares.

Para la correcta localización de morrenas se realizó algunas mediciones con GPS navegador. Estas mediciones se llevaron a cabo sobre y a lo largo de la morrena. La determinación de la extensión glacial en zonas donde no existan morrenas se realizó a través del análisis de la topografía, geología y análisis e interpretación visual de imágenes satelitales y actividades de terreno.

Los sistemas paleoglaciares del volcán Villarrica se determinaron de acuerdo a la configuración topográfica actual, debido a que los cordones montañosos existentes y que delimitan los actuales grandes valles tienen una edad preglacial, por lo tanto la actual configuración de los valles se asume como la divisoria de hielo durante el UMG y el Holoceno. Por otro lado se considera la posición y altura aparente del antiguo cono del volcán, que durante el UMG se encontraba a 3 km al SE del actual cono y con una altitud de 3000 m s.n.m. (CLAVERO & MORENO 2004). Este punto fue localizado en la imagen satelital Landsat ETM+ del 2001.

Sobre la base de la evidencia geomorfológica, geológica y topográfica se determinó el área ocupada por los glaciares del volcán Villarrica durante el UMG y el Holoceno. Los cordones morrénicos delimitan el área ocupada por los sistemas paleoglaciares e indican la longitud alcanzada por estos sistemas en el periodo indicado. Para aquellas zonas donde no se encuentran depósitos, se supondrá una longitud sobre la base de consideraciones topográficas, delimitándose los sistemas paleoglaciares de acuerdo a las posibles zonas de

confluencia de lenguas glaciares provenientes de otras fuentes y que por lo tanto, no pertenecen al sistema paleoglacial del volcán Villarrica. Así también se limitó la extensión glacial durante el UMG de acuerdo a extensiones y altitudes alcanzadas por sistemas cercanos, donde sí existe clara evidencia geomorfológica.

Por lo tanto la superficie paleo-glacial será determinada sobre la base de la evidencia geomorfológica, topográfica y geológica.

6.2.4. Determinación del espesor de perfiles de sistemas paleoglaciares (UMG y PEH)

Debido a la gran actividad volcánica, se han generado importantes cambios en la topografía del área de estudio. A raíz de ello, se determinaron los espesores medios con diversos métodos para los diferentes sistemas y periodos. Todos sobre la base de las Ecuaciones (5), (6) y (7). Las variables de esta ecuación serán obtenidas de las condiciones actuales presentes en el glaciar Pichillancahue y que serán derivadas del análisis de datos obtenidos a través de Radio Eco Sondaje por RIVERA *et al.* (2006).

a) Último Máximo Glacial (UMG)

La determinación de espesores medios del UMG de los diferentes sistemas se determinará sobre la base de las Ecuaciones (5) y (6) utilizadas por NYE (1952) y GLASSER & JANSSON (2005) entre otros, para reconstrucción de la superficie glacial en Groenlandia y Campo de Hielo Norte respectivamente.

Para ello, en el UMG se utilizaron como parámetros la altitud estimada del antiguo cono del volcán Villarrica (3 km al SE del actual cono y 3000 m s.n.m.),

las altitudes mínimas, dadas por la evidencia geomorfológica y/o geológica y la longitud alcanzada por el glaciar. El principal supuesto de esta ecuación es que se asume un ancho constante, además de una pendiente plana a lo largo de la línea de flujo.

b) Pequeña Edad del Hielo (PEH)

Para determinar el espesor de hielo durante el Holoceno, se utilizó el modelo propuesto por SCHILLING & HOLLIN (1981) y VIEIRA (*in press*) (Ecuación (7)), asumiendo y utilizando la actual topografía como la que sustentaba el sistema glaciar correspondiente. Para ello se utilizó datos topográficos derivados de modelos digitales de elevación. La principal diferencia respecto al modelo del UMG, es que éste utiliza la pendiente y sus cambios como variable para determinar el espesor de hielo.

Los datos topográficos se obtuvieron del valle que sustenta el actual glaciar, extendiendo las líneas de flujo desde la posición actual del frente hasta la posición del pasado dada por la evidencia geomorfológica, por lo tanto se asume la actual topografía como la topografía subglacial. El cálculo del espesor se hará para cada píxel correspondiente a la línea de flujo extendida.

En el frente modelado para la PEH, se replicarán los valores de espesor obtenidos del frente actual, a fin de dar al perfil la forma correspondiente a la pendiente superficial actual del glaciar. La utilización de un perfil actual para reconstruir un perfil del pasado a través de su proyección ha sido utilizada por OSTREM *et al.* (1977) y RIVERA (2004) para reproducir la superficie glaciar de la PEH en los glaciares Nigardsbreen en Noruega y Chico en Chile respectivamente

6.2.5. Estimación del volumen total de hielo y equivalente en agua

Tanto para las condiciones actuales como para el UMG, el volumen de hielo, se calculo sobre la base de la ecuación

$$v = h_m * s \quad (9)$$

donde v es el volumen total, h_m el espesor medio y s es la superficie total del glaciar

En el caso del UMG, este cálculo se realizó para cada paleo-sistema glaciar y luego se sumaron para obtener el volumen total de los glaciares del volcán Villarrica.

El volumen equivalente en agua será determinado con la ecuación:

$$Eq \text{ agua} = v * \rho \quad (10)$$

donde v es el volumen total y ρ la densidad del hielo

6.2.6. Cálculo de la altitud de líneas de equilibrio entre el UMG y Holoceno.

Se determinó la altitud de la línea de equilibrio (ALE) desde el UMG hasta el presente con diversos registros y métodos, tanto paleoclimáticos como geomorfológicos. De acuerdo al primer método y considerando un rango regional de temperaturas entre 0.006 y 0.0065 °C/m (DGA, 1987), un valor teórico de 0.007 °C/m (OERLEMANS, 2001) y un gradiente de 0.0075°C/m

determinado por KERR & SUGDEN (1994) y basado en las reconstrucciones climáticas determinadas a través de registros polínicos y dendrocronológicos del sur de la Región de Los Lagos (40°S), se estimó la migración y cambios de la ALE desde el UMG hasta el presente. Las características paleoclimáticas durante el Último Máximo Glacial y Holoceno se obtuvieron de los antecedentes de investigaciones anteriores, realizadas en la Región de Los Lagos (DENTON *et al.*, 1999, 199b; MORENO *et al.*, 1999, entre otros).

Paralelo a ello para el UMG y la PEH se utilizaron los diversos métodos basados en los registros geomorfológicos y la geometría glaciaria, descritos en la sección 3.3.1. para la determinación de las paleo líneas de equilibrio en los diferentes valles:

- Elevación media de los glaciares
- *Toe-to-headwall altitude ratio* (THAR)
- Rango del área de acumulación (AAR)

Para el método THAR se asumió una constante de 0.4, valor utilizado para estimación de las líneas de equilibrio durante el UMG en Rusia (OSIPOV, 2004), Tazmania (AUGUSTINUS, 1999) y en el Himalaya y el Tibet (OWEN & BENN, 2005). El valor utilizado para el método AAR será de 0.65, ya que corresponde a un glaciar en estado de equilibrio (NESJE, 1992; OSIPOV, 2004). Situación que se asume al momento del término de la formación de la morrena (ANDREWS, 2000).

Los parámetros a considerar para la determinación de la altitud de las paleo-líneas de equilibrio y sus características son: superficie (km²), longitud del glaciar, exposición, altitud mínima alcanzada (morrenas) y altitud máxima (cabecera del glaciar) (OWEN & BENN, 2005; OSIPOV, 2004).

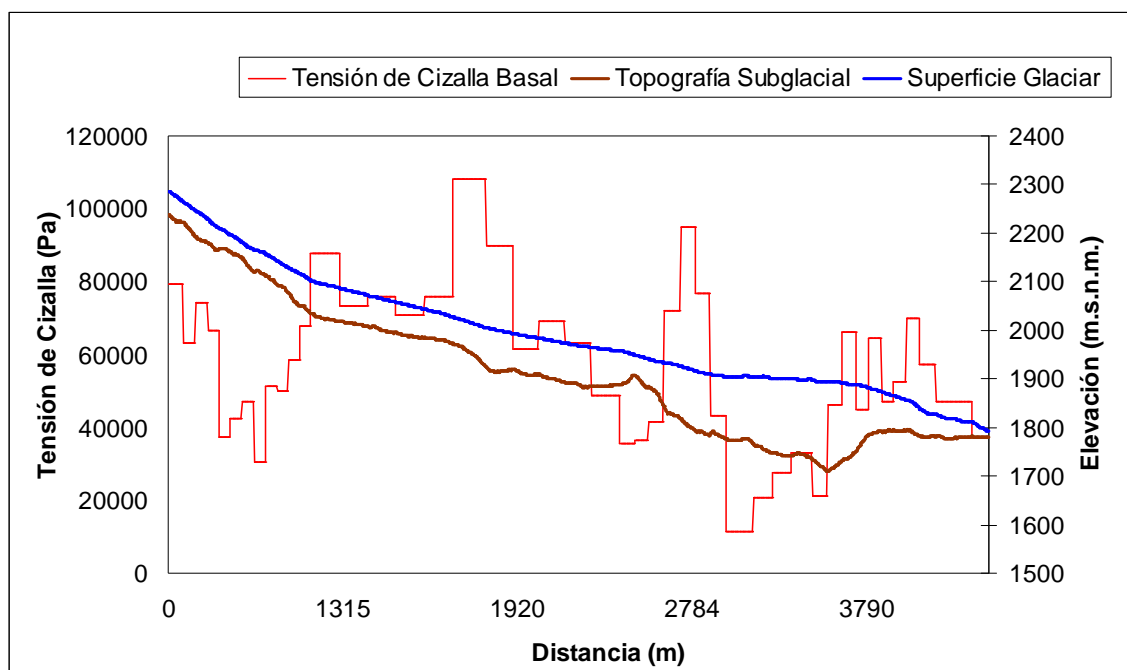
7. RESULTADOS

7.1. Condiciones actuales

7.1.1. Tensión de cizalla basal

Se calculó la tensión de cizalla promedio de la línea de flujo del glaciar Pichillancahue, aplicando la Ecuación (1) con los datos de espesor obtenidos mediante el método de RES, con una resolución de 100 m y densidad 900 kg/m^3 . Se obtiene el siguiente perfil de la tensión de cizalla para el Glaciar Pichillancahue (Figura 18):

Figura 18: Perfil de la tensión de cizalla basal en el glaciar Pichillancahue

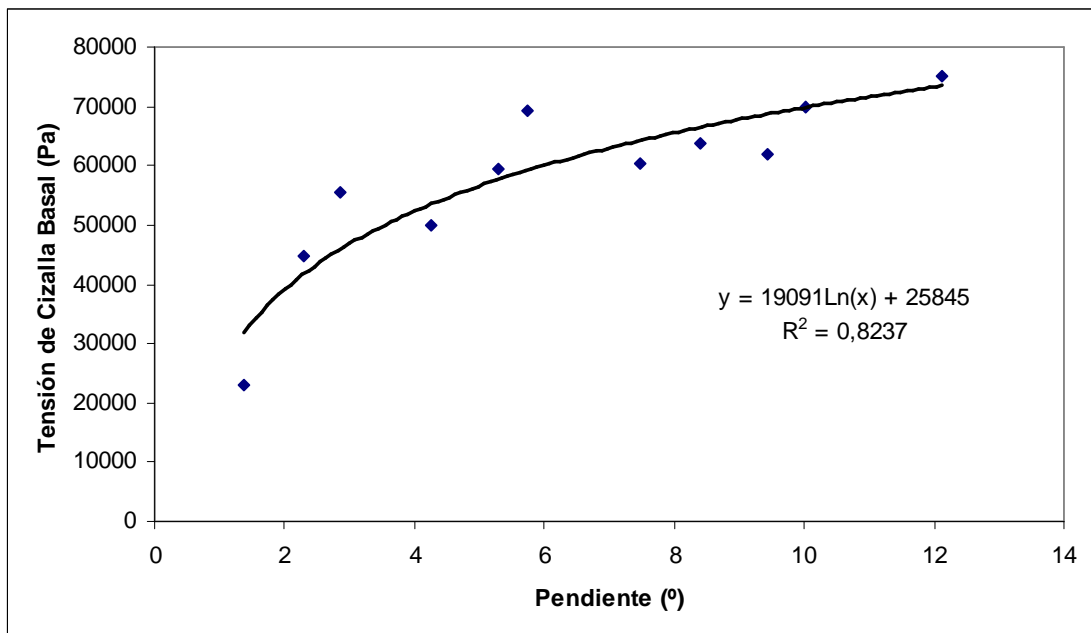


El promedio del valor de tensión de cizalla basal en la zona de acumulación es cercano a 70000 Pa, mientras en la zona de ablación es cercano 50000 Pa. El

valor promedio aproximado de la tensión de cizalla para todo el glaciar Pichillancahue es de 60000 Pa (desviación estándar de 22390).

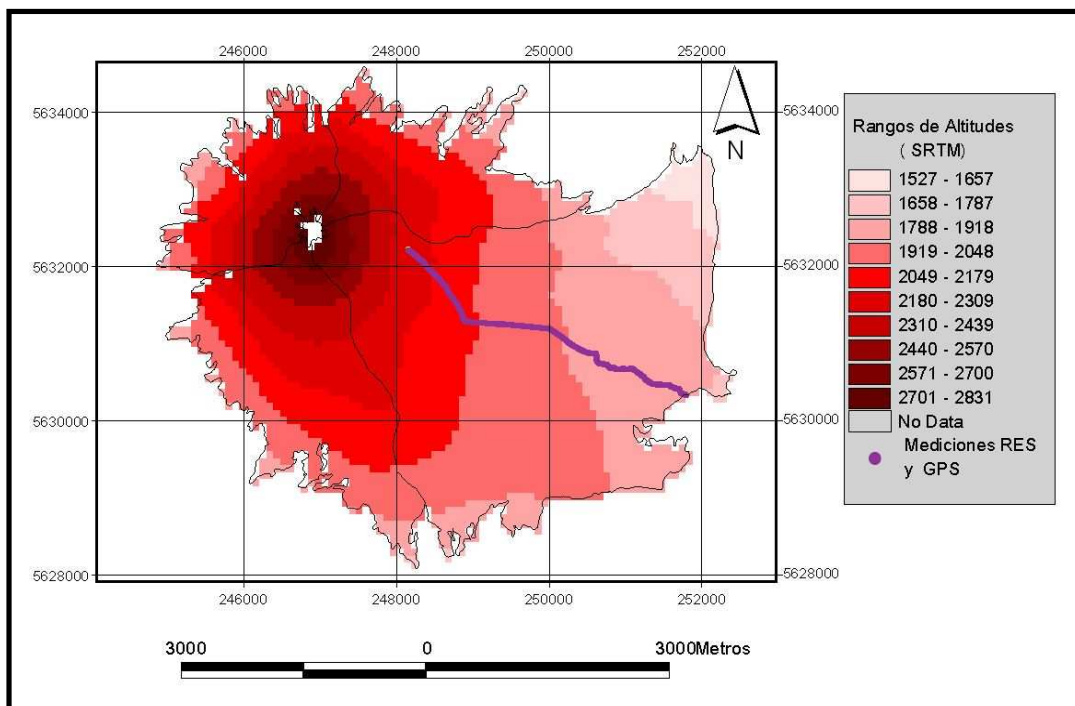
Los mayores valores se obtienen principalmente en las zonas de mayor pendiente y donde por ende se dan flujos extensivos y los menores valores se da en zonas de menor pendiente de la superficie glacial y por ende caracterizado por flujos compresivos. La relación entre la pendiente de la superficie glacial y la tensión de cizalla basal se aprecia en la Figura 19, la cual representa el valor de tensión de cizalla basal promedio para cada valor de pendiente. Se aprecia, de forma general, que los mayores valores de tensión de cizalla basal están asociados a las mayores pendientes y viceversa. El tipo de relación entre ambas variables corresponde a una línea de tendencia logarítmica, donde el índice de cambio de los datos aumenta rápidamente en un principio y luego tiende a estabilizarse.

Figura 19: Relación entre tensión de cizalla basal y la pendiente superficial del hielo



Estos valores de tensión de cizalla basal se aplicaron para los valores de pendiente superficial obtenida de los datos SRTM (Figura 20) y AirSar C correspondiente a los mismos datos de la línea de flujo obtenidas con GPS y RES. Los valores de tensión de cizalla basal se ajustaron para obtener el valor más bajo posible de error cuadrático medio, calculado con la Ecuación (8). En la Figura 21, se aprecia las diferencias entre los espesores RES y los espesores modelados con datos SRTM.

Figura 20: Datos altitud derivado de modelo SRTM y mediciones GPS y RES en el glaciar Pichillancahue.



El promedio de los espesores obtenidos con RES es de 77 m y con los datos modelados derivados de SRTM es de 77 m, sin embargo, se aprecian en la Figura 21, diferencias importantes entre los espesores, los cuales se traducen en un error cuadrático medio de 23 m. Una diferencia importante se da en los

espesores en la zona de más baja altitud, es decir, la correspondiente al frente del glaciar.

Figura 21: Comparación datos modelados SRTM y datos observados.

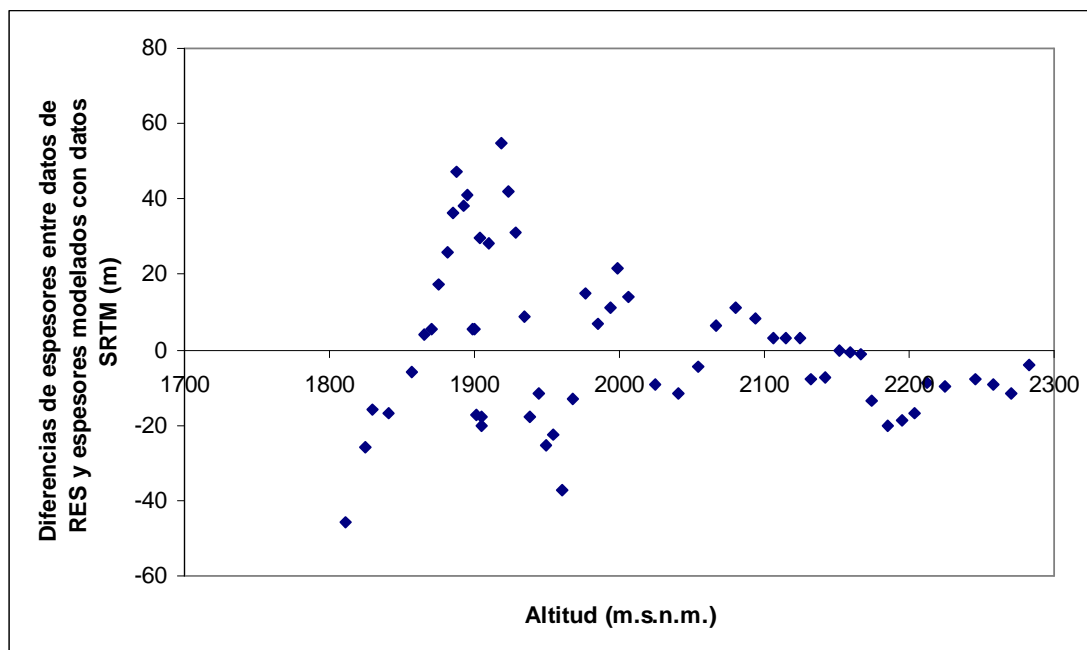


Figura 22: Perfil de la superficie glacial y topografía subglacial derivado del modelo aplicado a datos SRTM

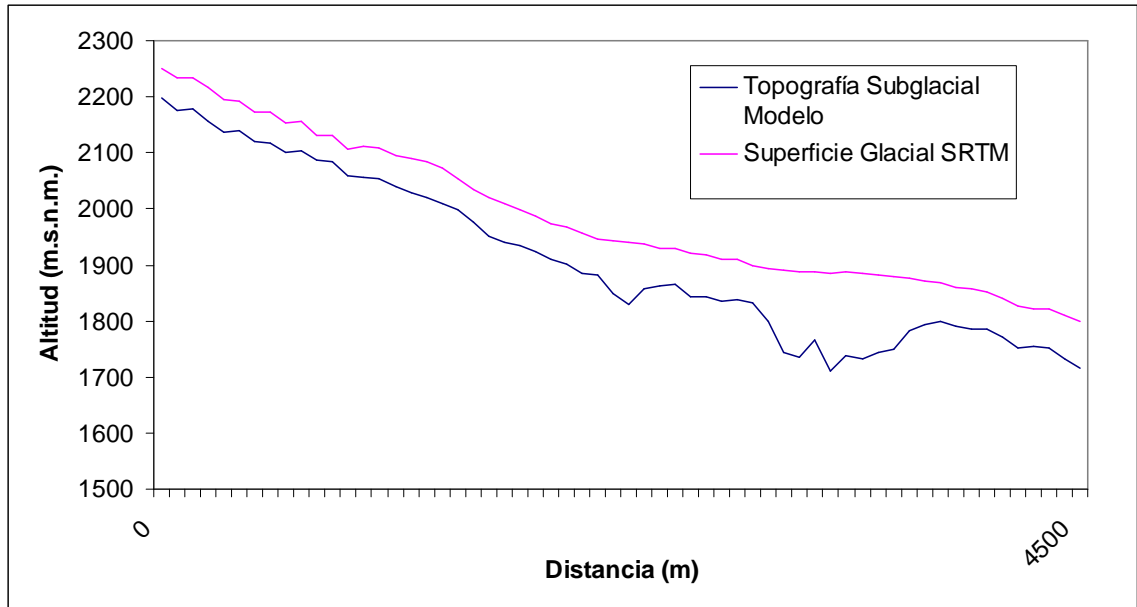


Figura 23: Perfil de la superficie glacial y topografía subglacial obtenidos mediante GPS y RES.

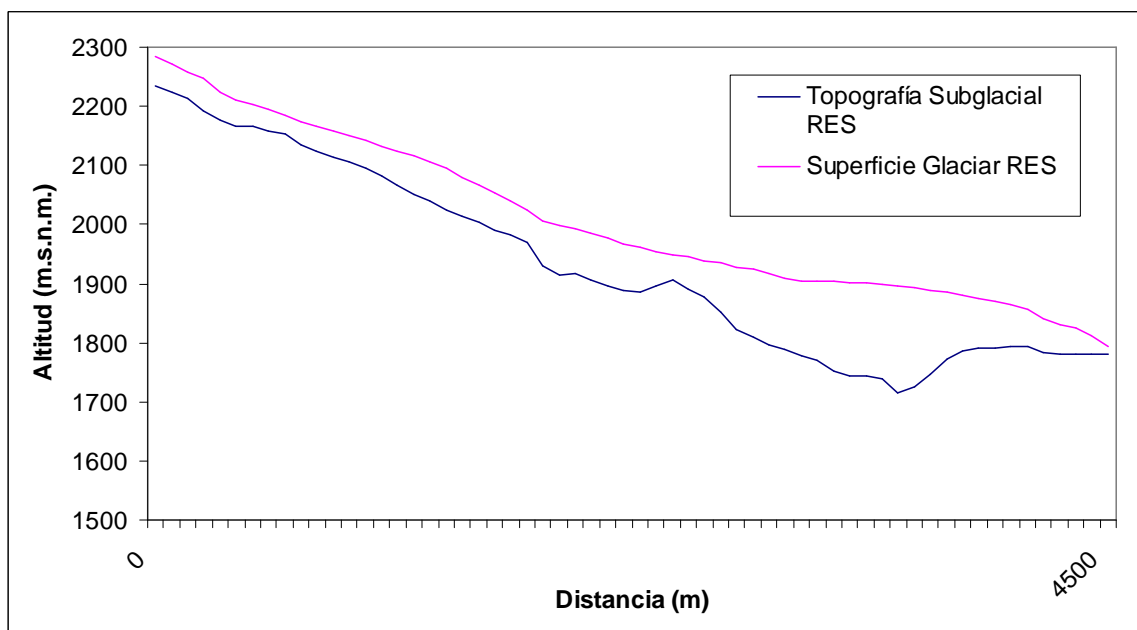
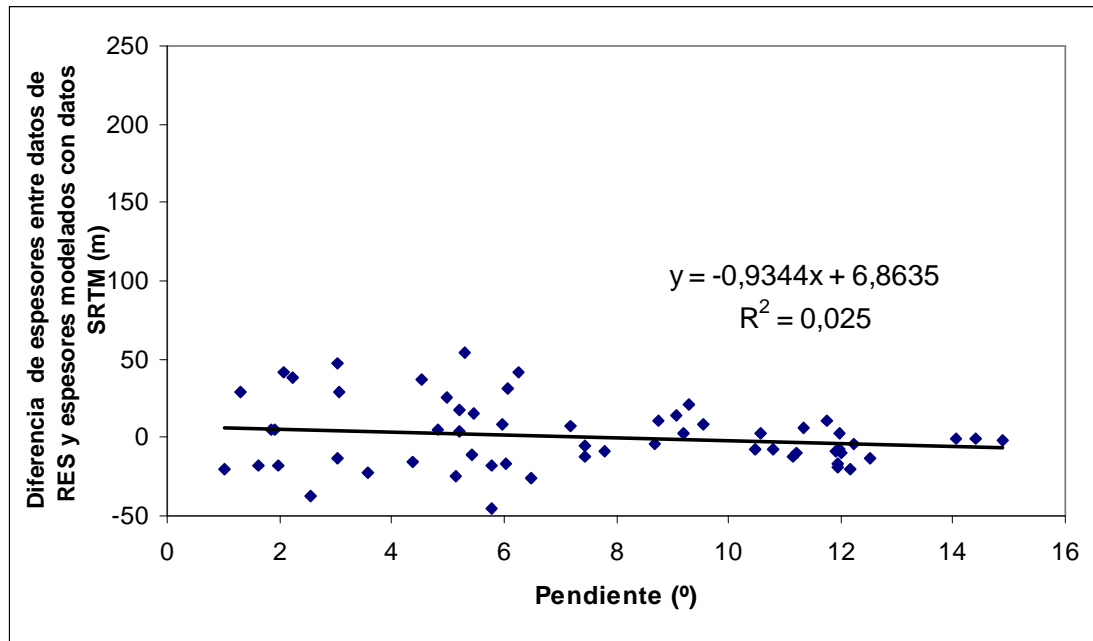


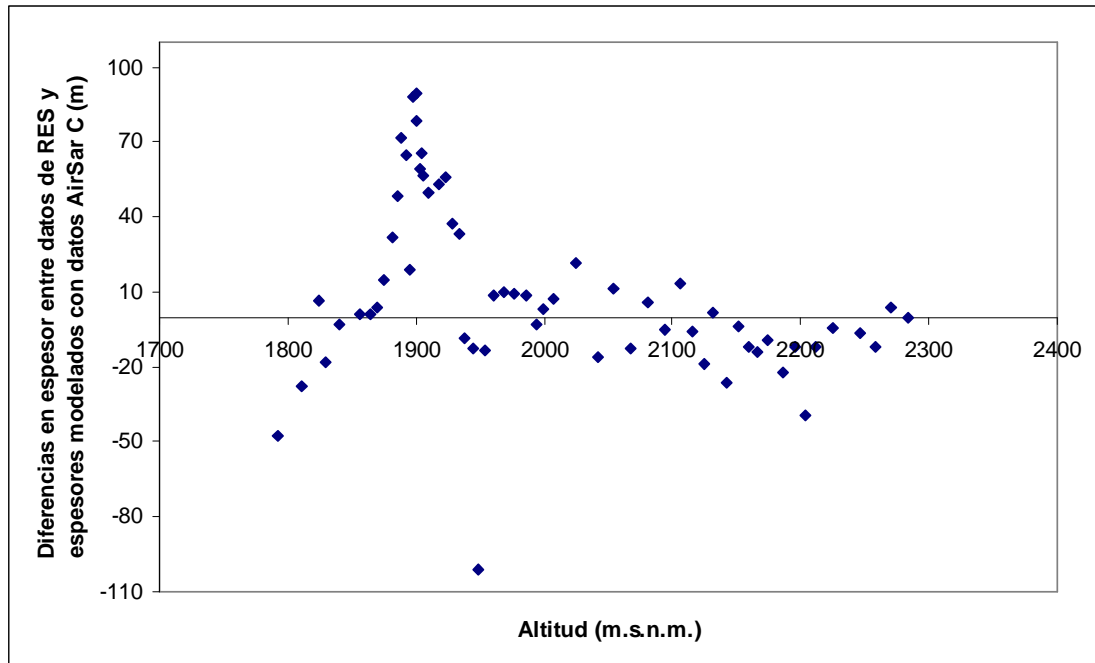
Figura 24: Relación entre las diferencias de espesores RES/SRTM y la pendiente



A pesar de lo simple del modelo y lo compleja que puede llegar a ser la geometría de un glaciar, se aprecia un buen ajuste entre los espesores promedio medidos por RES y los espesores determinados por el modelo (Figuras 22 y 23). El error estimado se debe, por una parte, a la naturaleza de los datos utilizados. De acuerdo a la Figura 24, no existe una tendencia lineal entre las diferencias de espesores y la pendiente.

Para los datos AirSar C se realizó un cambio en la resolución del píxel de 10 x 10 m a un píxel de 90 x 90 m, a fin de facilitar la comparación. Los espesores obtenidos con datos AirSar C tienen un promedio de 67 m y un error cuadrático medio de 36 m. En la Figura 25 se aprecian importantes diferencias entre los espesores, especialmente en las zonas de más baja altitud, al igual que las diferencias entre los espesores RES y del modelo SRTM.

Figura 25: Comparación datos modelados AirSar C y datos observados.

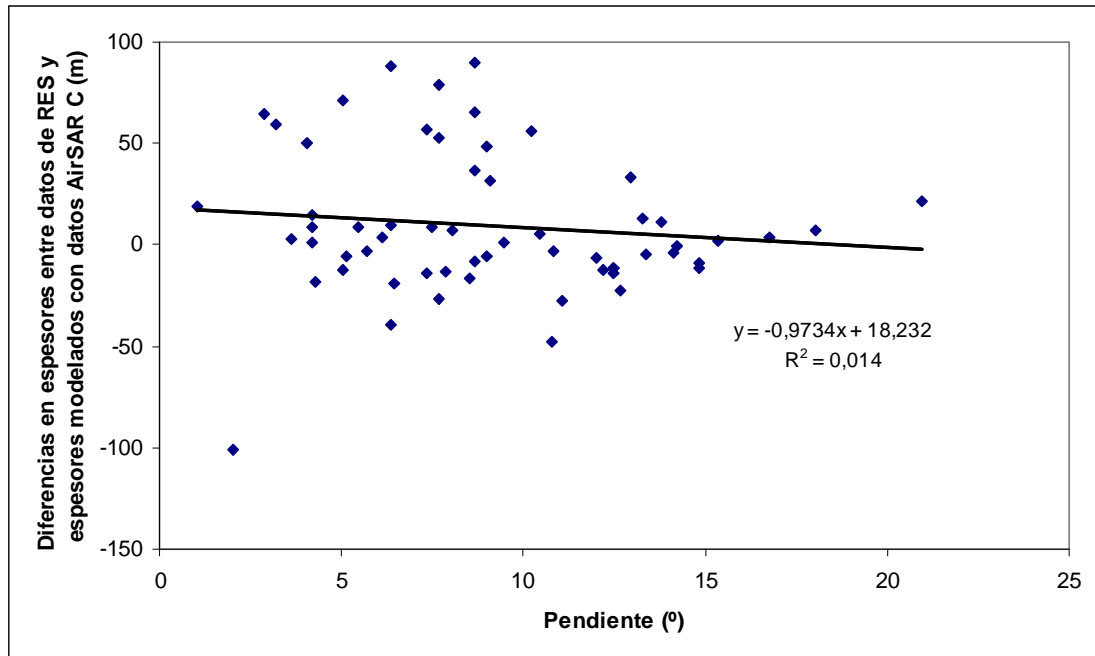


Al igual que en los datos SRTM, no existe relación entre la pendiente y las diferencias en el espesor de hielo (Figura 26).

Los valores de tensión de cizalla basal ajustados y comparados entre datos de RES y los correspondientes a los modelos SRTM y AirSar C se muestran en la Tabla 8

En resumen, se utilizaron estos valores (Tabla 8) de tensión de cizalla basal para la misma línea de flujo de los datos de RES, pero obtenidos con los datos SRTM y AirSar C a fin de comparar y estimar las diferencias y limitantes para la aplicación de este modelo en todo el sistema glaciar del volcán Villarrica.

Figura 26: Relación entre las diferencias de espesor RES/AirSar C y la pendiente



En las siguientes secciones se aplicará estos valores generales de tensión de cizalla para la reconstrucción de la superficie glaciaria, primero, sobre la base de la pendiente superficial del glaciar para determinar las condiciones actuales (tanto en los modelos SRTM; como AirSar C a fin de evaluar los resultados), segundo, sobre la base de la longitud del glaciar alcanzada durante el UMG y tercero, teniendo sobre la base de la topografía que sustentaba el glaciar durante la PEH. En todos los casos se utiliza como indicador de la extensión a la evidencia geomorfológica.

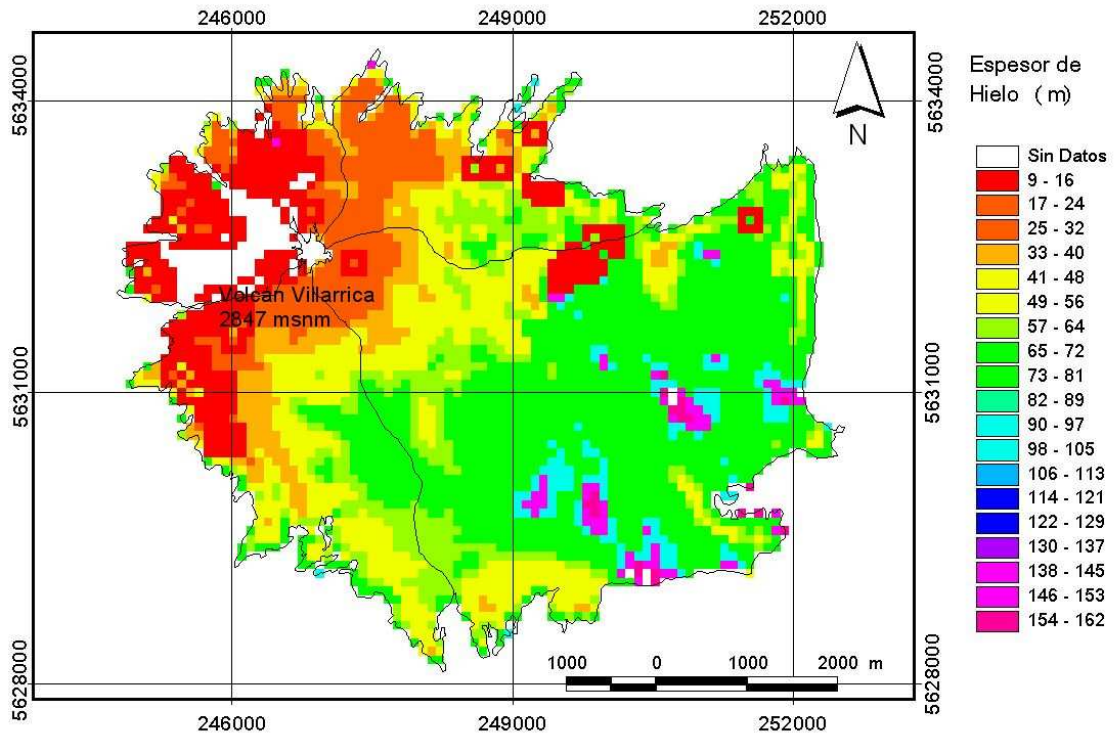
Tabla 8. Valores de tensión de cizalla basal para cada valor de pendiente superficial del hielo.

Pendiente (°)	Tensión de Cizalla Basal (Pa)
1	25000
2	45000
3	45000
4	45000
5	55000
6	70000
7	80000
8	80000
9	90000
10	90000
11	100000
12	100000
13	100000
14	100000
15	100000

7.1.2. Determinación del espesor promedio actual, volumen de hielo y volumen equivalente de agua

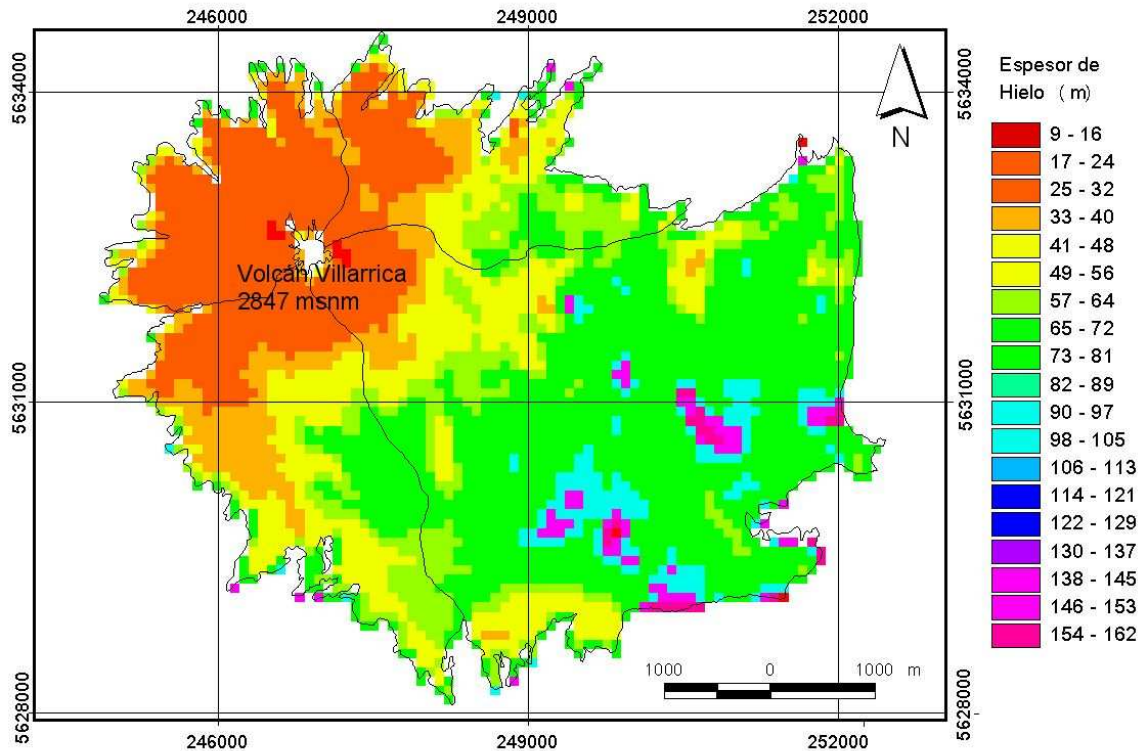
Con los datos derivados de los MDE, SRTM y AirSAR C, se determinó el espesor promedio de todo el sistema glaciar del volcán Villarrica. Para ello, en ambos casos, se obtuvo un valor de pendiente para cada píxel, el cual fue aproximado a su entero más próximo con la función *Map Calculator* en ArcView 3.2 y se aplicó la Ecuación (1). Con ello se obtuvo un espesor promedio de 58 ± 23 m con datos SRTM y de 55 ± 36 m obtenidos con datos AirSar C. (Figuras 27 y 28). En el caso de los datos AirSAR C, la resolución del píxel fue cambiada de 10 x 10 m a 90 x 90, a fin de comparar los resultados. También fueron eliminados en ambos casos, los píxeles con valor 0° de pendiente y en el caso del modelo AirSar C, los valores con pendiente cercana a 90°.

Figura 27: Espesores de hielo modelados por píxel para datos AirSar C, sobre la base de pendiente superficial.



Como se aprecia en las Figuras y debido a que el modelo esta en función de la pendiente superficial del hielo, los mayores espesores se dan en la zona del glaciar Pichillancahue. Este es el glaciar que alcanza una mayor longitud. En la zona del cono se aprecian menores valores de espesor, al igual que en los glaciares de exposición S, NE y NW.

Figura 28: Espesores modelados por píxel para datos SRTM, sobre la base de pendiente superficial.



Los valores de espesores en el modelo AirSar C se concentran entre los 65 y 81 m, con 1325 píxeles de un total de 3611 píxeles (Figura 29).

En el caso de los datos SRTM, la mayor cantidad de píxeles se concentra también para los valores entre 65 y 81 m, con 1417 píxeles de un total 3709, que cubren la superficie del glaciar (Figura 30).

Ambos modelos presentan similares concentraciones de los valores de espesor. Las diferencias radican en que existen zonas del modelo AirSar C sin datos y en una mayor distribución de las pendientes. Para el modelo SRTM, las pendientes se distribuyen entre 1° y 35° mientras el modelo AirSar C presenta

una distribución de las pendientes entre 1° y 89°, sin embargo los valores que se encuentran sobre los 35°, con una resolución de 90 x 90 m solamente tienen un total de 439 píxeles. Por otro lado el modelo AirSar C presenta una importante acumulación en el rango de espesores de 9 a 16 m. Posiblemente la falta de datos en algunas zonas del modelo original y el cambio en la resolución del píxel genere esta diferencia con el modelo SRTM.

Figura 29: Histograma de los espesores obtenidos con datos AirSar C

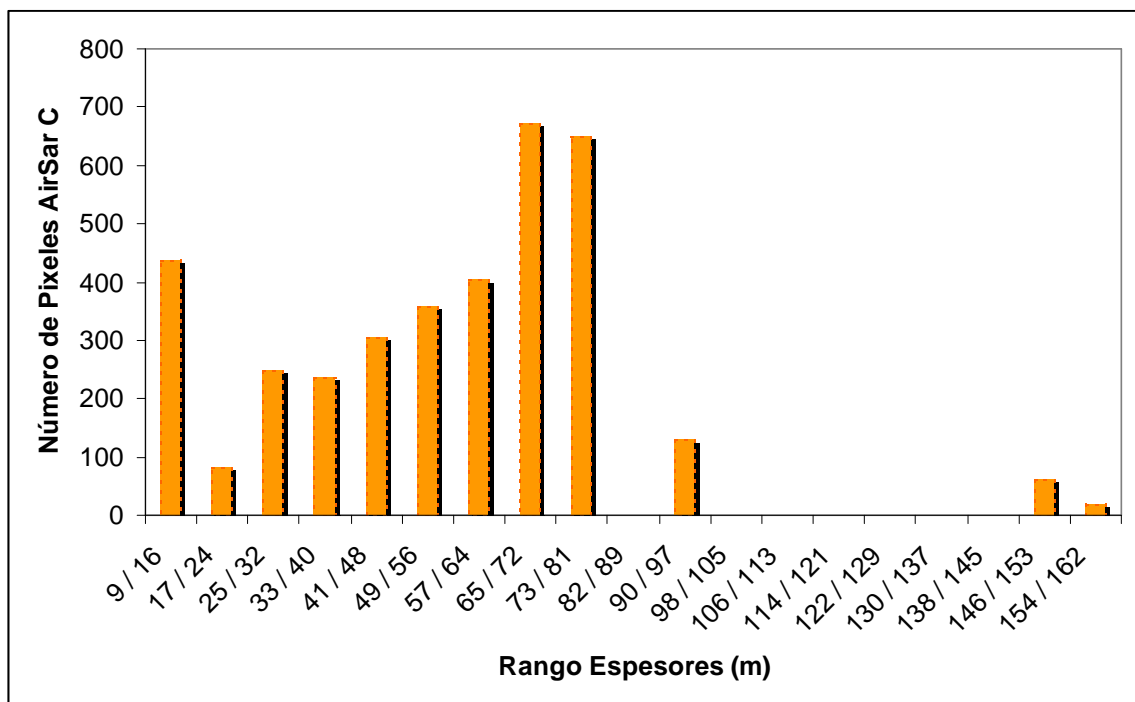
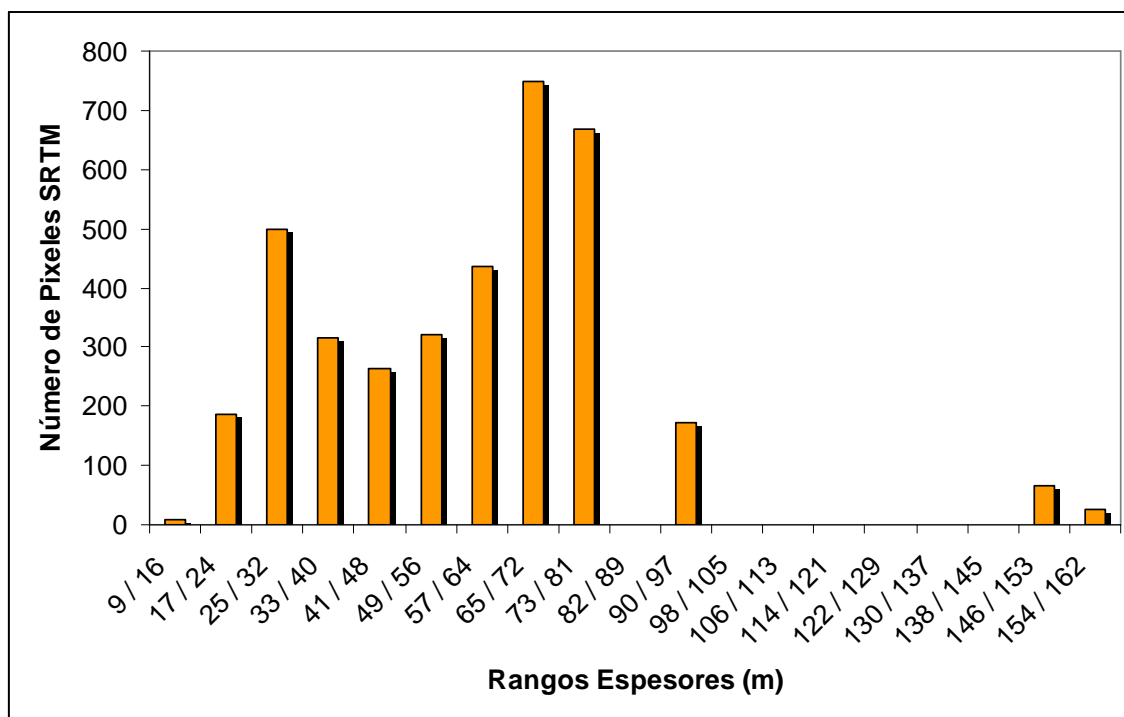


Figura 30: Histograma de los espesores obtenidos con datos SRTM.



En consecuencia el volumen actual de hielo (Ecuación (9)), determinado con los espesores calculados con el modelo propuesto para los datos SRTM y AirSar C (58 y 55 m respectivamente) y considerando una superficie de 30.3 km², se encuentra entre 1.67±1.09 km³ y 1.76±0.70 km³. El equivalente en agua (Ecuación (10)), asumiendo una densidad media del hielo de 900 kg/m³, se encuentra entre 1.50±0.98 y 1.58±0.63 km³ equivalente en agua. El mayor volumen equivalente en agua se concentra en el glaciar Pichillancahue, alcanzando entre 1.04±0.56 km³ y 1.19 ±0.36 km³. La determinación del error proviene de las estimaciones del espesor de hielo.

7.1.3. Análisis de la hipsometría

La Figura 31 muestra la curva hipsométrica del glaciar Pichillancahue, considerando la Altitud de la Línea de Equilibrio a 2000 m s.n.m. (RIVERA *et al.*, 2006), se obtuvo un AAR de 0.36, es decir solo el 36% de la superficie glaciar corresponde a la zona de acumulación. Por lo tanto este valor indica un estado potencial de inestabilidad del glaciar.

Debido a las características geométricas de este glaciar (Figura 31) ubicado sobre un cono volcánico, se aprecia escasa superficie en la parte alta del glaciar, traducida en una mayor pendiente de la curva hipsométrica. La mayor superficie, sobre el 50% del total, se encuentra entre los 1750 y 2050 m s.n.m. La menor altitud se aprecia en la sección norte, correspondiente al valle del río Turbio, donde se llega a altitudes entre 1500 y 1685 m s.n.m. mientras que el frente en la sección oriental del glaciar se encuentra sobre mayores altitudes.

Figura 31: Rangos altitudinales del glaciar Pichillancahue derivado de datos SRTM

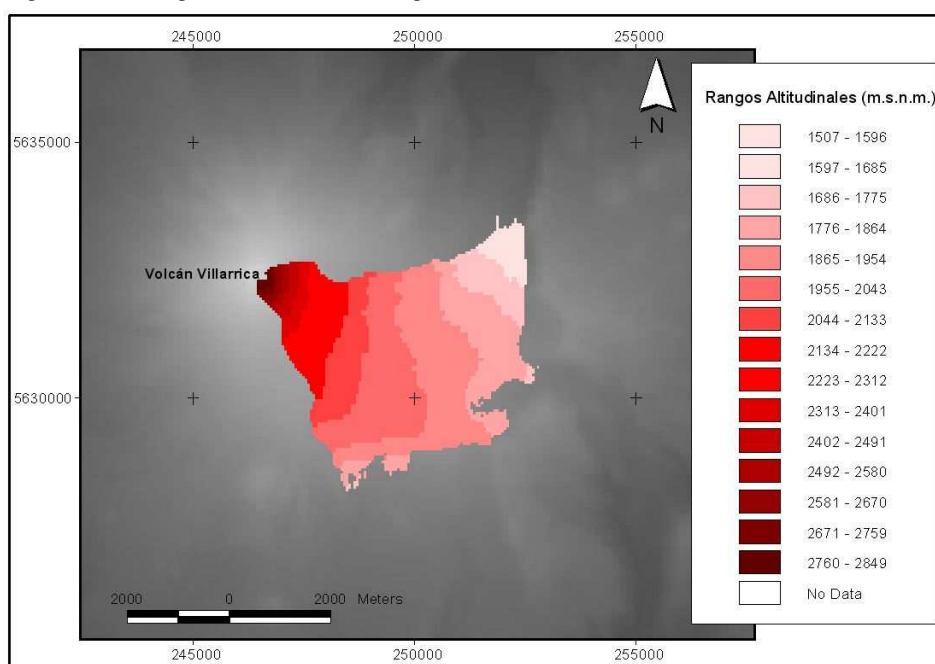
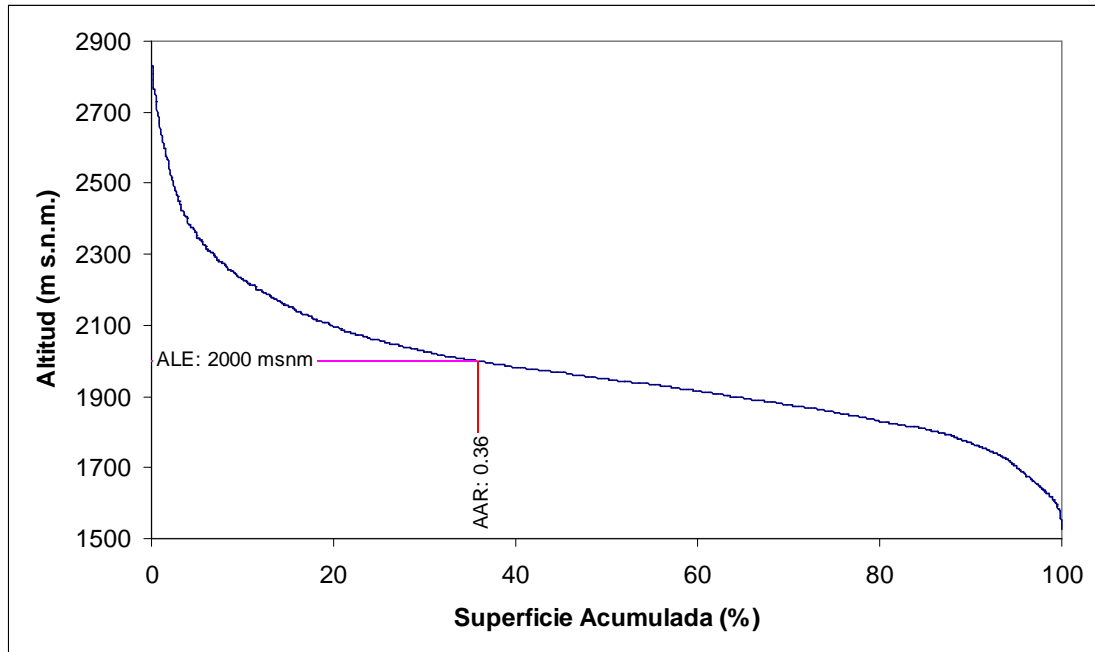


Figura 32: Curva hipsométrica glaciar Pichillancahue.



La curva hipsométrica presenta tres zonas definidas por la pendiente. La primera correspondiente a la zona cercana del frente del glaciar, la segunda que corresponde a la zona más plana de mayor superficie y la tercera en la parte alta, con una mayor pendiente.

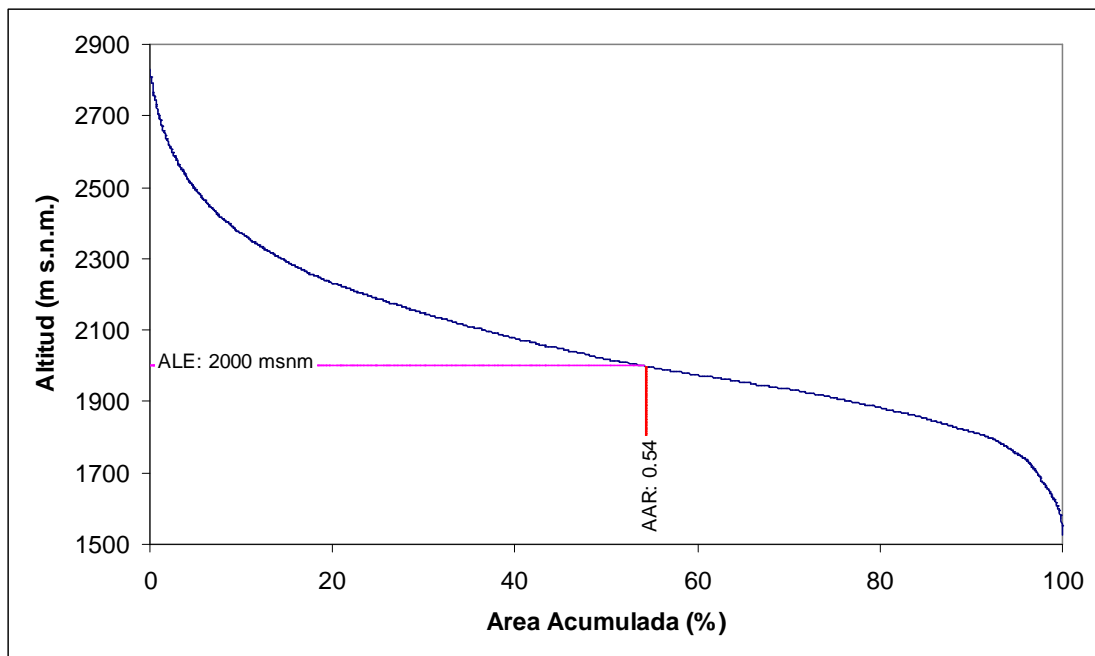
La zona más sensible a los cambios de la ALE correspondería a la segunda zona. Un aumento de la ALE en esta zona, se traduciría en una reducción importante en el área de acumulación. Es posible que el aumento de la ALE en el último siglo haya ocurrido sobre esta zona de la curva hipsométrica, lo cual trajo como consecuencia la reducción del área de acumulación y por ende el retroceso detectado en el siglo XX.

La línea de equilibrio actual (2000 m s.n.m.) se encuentra sobre un área de la curva hipsométrica de baja pendiente, lo cual determina a este glaciar como sensible a cambios climáticos, aunque menor respecto a posiciones anteriores

en la misma curva. De existir un aumento de temperatura de 1°C y considerando un gradiente adiabático de 0.007 °C/m, se produciría una reducción de la superficie del orden del 20%.

La curva hipsométrica determinada para todo el sistema glaciar del volcán Villarrica (Figura 33) muestra una forma igual a la del glaciar Pichillancahue, sin embargo el valor de AAR es mayor, dejando una mayor superficie para la zona de acumulación, sin embargo debido a su posición en la curva, en una zona de baja pendiente, la ALE es muy sensible a cambios y por lo tanto un aumento de la ALE se traduciría en un impacto mayor en la posición frontal. De existir un aumento de temperatura de 1°C y considerando un gradiente adiabático de 0.007 °C/m, se produciría una reducción de la superficie del orden del 24%.

Figura 33: Curva hipsométrica sistema glaciar del volcán Villarrica.



7.2. Reconstrucción durante el UMG

7.2.1. Pleistoceno Superior en la cuenca del volcán Villarrica. Último Máximo Glacial, Dinámica derivada de la geología, topografía y geomorfología glacial.

Con los antecedentes referentes a la geomorfología glacial (Figura 34) y la geología (Figura 5) se estimó la extensión, dinámica y características de los diversos sistemas paleo-glaciares definidos y delimitados (Figura 35).

Figura 34: Cordones morrénicos determinados por LAUGENIE (1971) y MORENO & CLAVERO (2006) y observación en terreno. Fondo imagen Landsat ETM+ 2001, banda 8, resolución 15 m.

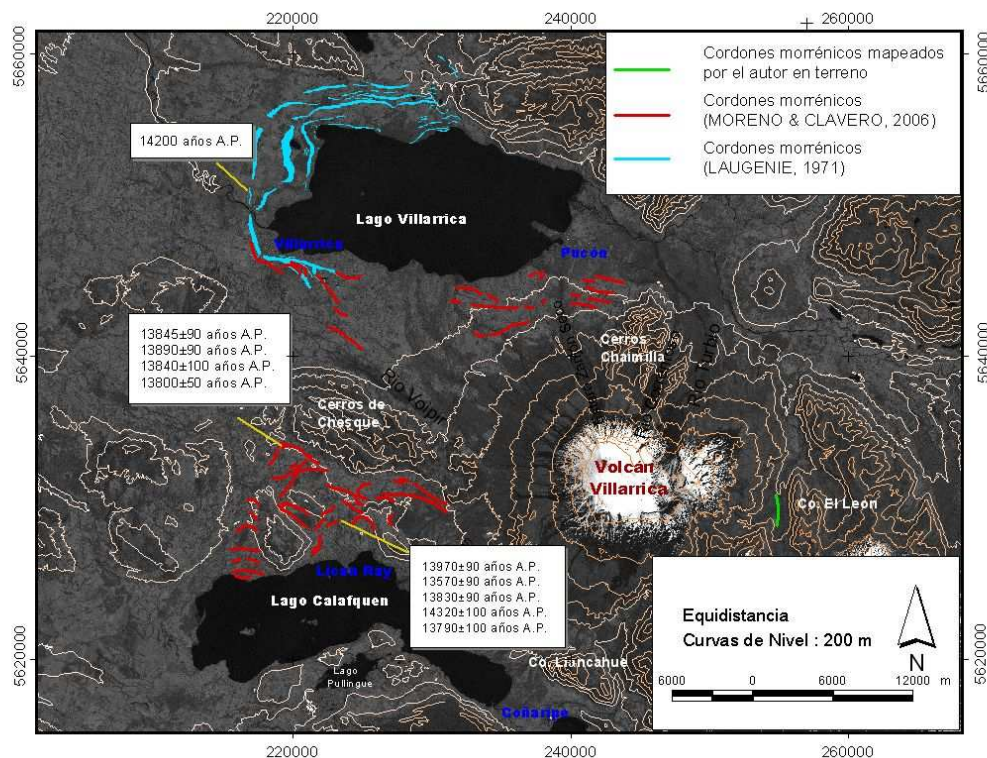
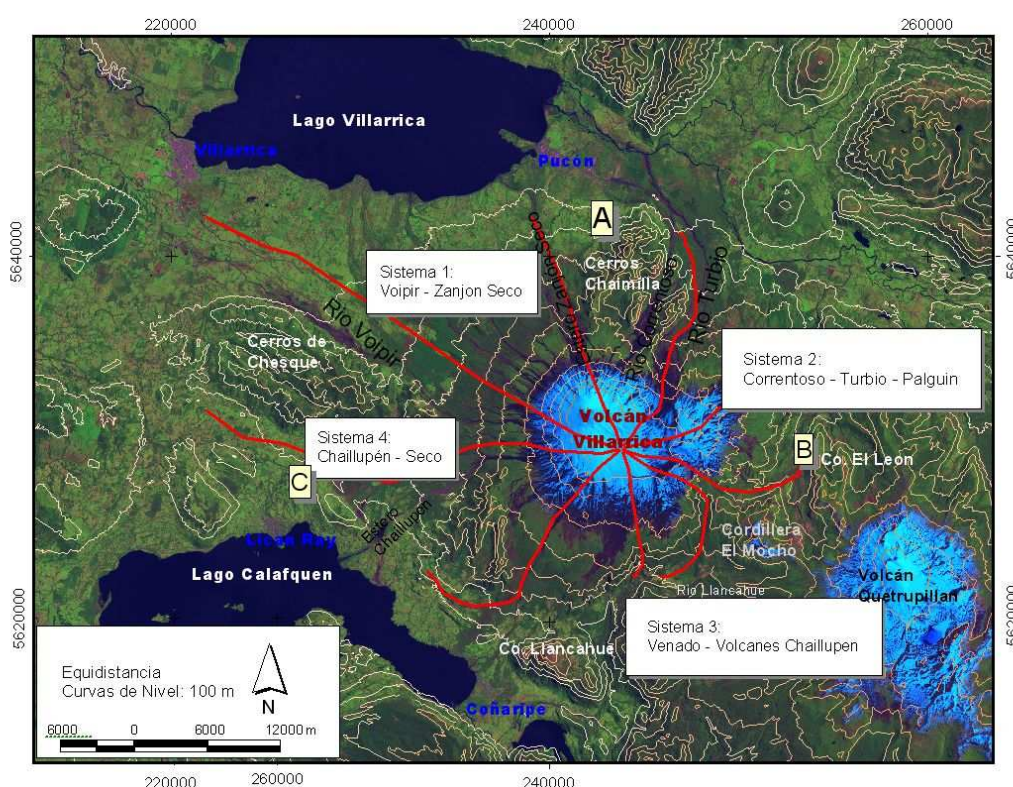


Figura 35: Sistemas paleo-glaciares del volcán Villarrica. Las letras muestran la localización de las fotografías utilizadas para la descripción en secciones posteriores. Las líneas de flujo se muestran en color rojo. Fondo imagen Landsat ETM+ 2001 color composite (bandas 1, 4 y 5).



1. Sistema Voipir – Zanjón Seco

Con una exposición predominante NW y N. Es limitado en el W por el cordón de Chesque (1190 m s.n.m. cota máxima) el cual, de acuerdo a la Carta Geológica (MORENO & CLAVERO, 2006) corresponde a una formación de rocas estratificadas y metamórficas oligocénicas, miocénicas y pliocénicas y por lo tanto pre Última Glaciación. Hacia el este, este sistema se encuentra limitado por el cordón del cerro Chaimilla (1418 m s.n.m. cota máxima), el cual también corresponde a una formación de rocas estratificadas y metamórficas del Oligoceno? - Mioceno. Este sistema incluye una serie de esteros menores que desembocan en el lago Villarica.

El área total de este sistema es de 290 km². Los depósitos morrénicos pleistocénicos, de acuerdo a la Carta Geológica, se concentran en la ribera sur del lago Villarrica y están asociados a lenguas glaciares que descendieron del volcán en dirección N y NW. Se definieron dos líneas de flujo principales, primero, en la zona cercana al emplazamiento de la ciudad de Villarrica, donde se localizan depósitos asociados al valle del río Voipir. Los ejes de los cordones morrénicos adquieren una dirección general NW – SE, la altitud de estos cordones morrénicos se encuentra entre los 300 y 350 m s.n.m. y la longitud desde la paleocumbre alcanza los 28 km. La segunda línea de flujo fue localizada en la zona oriental de este sistema en la zona de río Zanjón Seco (Figura 36). Los ejes morrénicos tienen una dirección E – W y se encuentran entre los 300 y 600 m s.n.m. La longitud alcanza los 14 km.

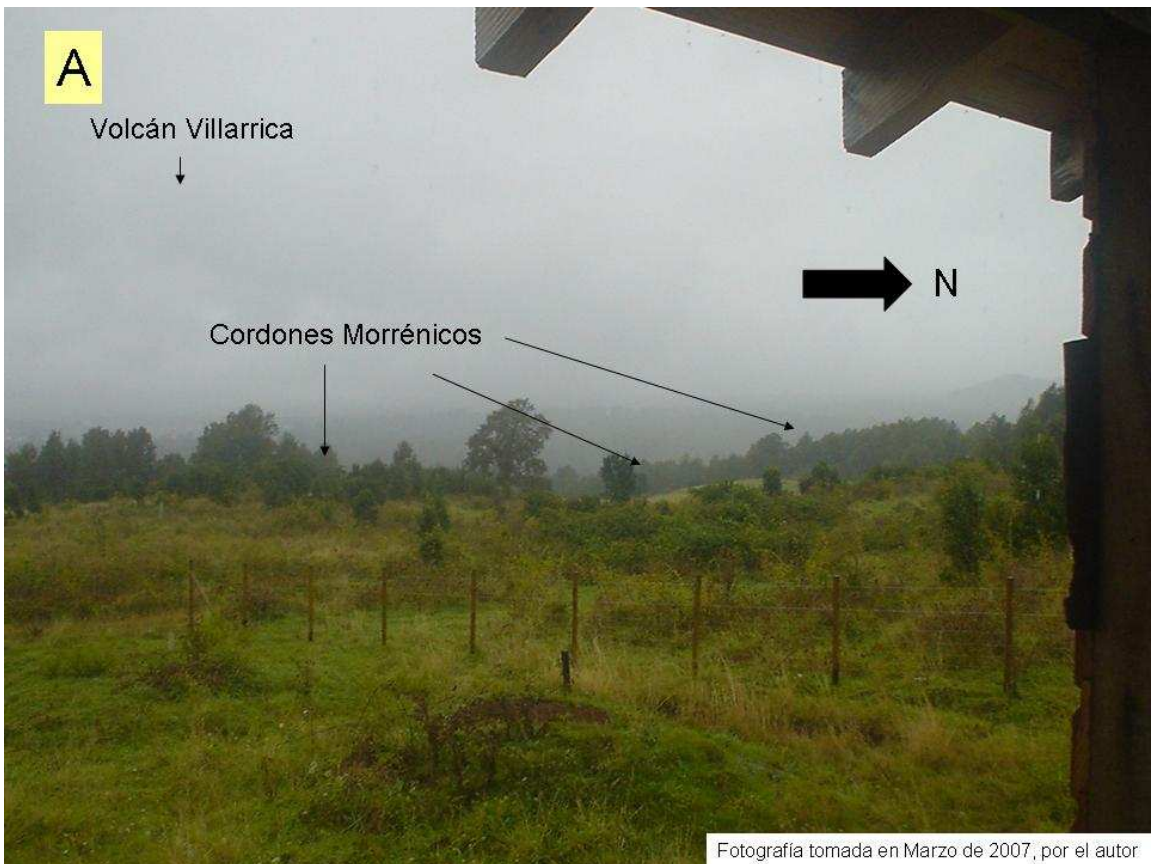
2. Sistema Correntoso – Turbio - Palguín

Corresponde a las vertiente de exposición NE, E y SE. Es limitado por el NE por el cordón del Cerro Chaimilla y por el SE por la Cordillera El Mocho (1770 m s.n.m. cota máxima), la cual corresponde de acuerdo a la Carta Geológica (MORENO & CLAVERO, 2006), a un estratovolcán fuertemente erosionado, formado por lavas andesítico – basálticas a andesítico silíceas, con una edad Pleistoceno Medio – Superior?. Los esteros que se encuentran en este sistema, son afluentes del río Palguín en su mayoría y de los ríos Correntoso y Turbio.

El área total de este sistema es de 165 km². En este sistema no se encuentran depósitos mapeados del Pleistoceno Superior, excepto una pequeña área en el Cañadon de Chinay (39° 27' 30" S y 71° 49' 00" W) . En trabajos de terreno se constato la existencia de morrenas en la cuenca del río Palguín, las cuales debido a la distancia de su posible origen se asumen que se formaron durante el UMG. Hacia el este es posible determinar el descenso de los glaciares frente

al cordón del cerro El León (1415 m.s.n.m) el cual corresponde a una formación de rocas plutónicas miocénicas. Este cordón desvió la lengua glaciar en dirección norte dejando importantes depósitos morrénicos en la zona del río Palguin (Figura 37).

Figura 36: Depósitos morrénicos pleistocénicos asociados a la línea de flujo Zanjón Seco



Es posible que en esta zona hayan existido aportes de lenguas glaciares originadas de la vertiente oeste del volcán Quetrupillán, por lo que habría existido una confluencia de glaciares en la zona denominada Cañadón de Chinay. La extensión de los glaciares en este sistema se encuentra limitada por factores topográficos, por lo que la longitud y límite inferior altitudinal no se utilizará para determinar la paleo-ALE. Las líneas de flujo definidas fueron la del

río Claro que alcanza una longitud de 17 km, la del valle del glaciar Pichillancahue con una longitud de 10.5 km y otra asociada a la zona de los volcanes Nevados con una longitud de 12.5 km.

Figura 37: Depósitos morrénicos pleistocénicos asociados a la línea de flujo del río Palguín



3. Sistema Venado – Volcanes Chaillupén

Corresponde a las vertientes de exposición S, limitado al E por la Cordillera el Mocho y por el W por el cordón del cerro Caracoles (1488 m s.n.m. cota máxima), el cual de acuerdo a la Carta Geológica (MORENO & CLAVERO, 2006) corresponde a una formación de rocas estratificadas y metámorficas del Oligoceno? – Mioceno y esta conformada por una secuencia plegada de lavas

andesíticas con intercalaciones de rocas sedimentarias epiclásticas. Este sistema incluye el área de los volcanes Chaillupén, el cual corresponde a un centro volcánico adventicio del Holoceno tardío (< 1600 años A.P.) Los conos de piroclastos se encuentran bien conservados y presenta lavas andesítico – basálticas asociadas.

El área total de este sistema es de 118 km². No existen depósitos morrénicos mapeados en este sistema, el cual ha sido afectado por diversas erupciones del siglo XX (1964, 1971, 1984) y los consecuentes lahares y flujos de piroclastos y que posiblemente hayan cubierto los depósitos morrénicos. Sin embargo se estima que las lenguas glaciares bajaban hasta el río Llancahue, donde confluía con otras lenguas provenientes del volcán Quetrupillán y de lenguas menores proveniente de los diversos cordones montañosos. Por lo tanto la extensión de los glaciares, en este sistema se encuentra limitada por factores topográficos, al igual como en el sistema 2. La primera línea de flujo se definió en la zona alta y llega hasta el río Llancahue con una longitud de 9 km, mientras la segunda se encuentra asociada al estero Diuco, la cual fue determinada hasta la posición del cerro Llancahue o Diuco (1394 m s.n.m.) donde posiblemente esta lengua confluía con el sistema principal de lago Calafquen, cercano al actual asentamiento de la ciudad de Coñaripe.

4. Sistema Chaillupén – Seco

Corresponde a parte de la vertiente SW. Los esteros se encuentran en una zona estrecha delimitada por el cordón de Chesque, por el sector NW y por el cordón del cerro Caracoles por el SE. El área total de este sistema es de 95 km². Los depósitos morrénicos pleistocénicos, de acuerdo a la Carta Geológica (MORENO & CLAVERO, 2006), se concentran en la ribera norte del lago Calafquen y están asociados a lenguas glaciares que descendieron en dirección

W y SW principalmente. Esta área tiene importantes depósitos morrénicos, los cuales han sido datados (Figura 34). Los depósitos más externos, que se encuentran en contacto con las vertientes SW de los cerros de Chesque, a una altitud entre 300 y 400 m.s.n.m., tienen edades entre 13800 y 13890 años A.P. Mientras los depósitos cercanos al emplazamiento de Licán Ray ($39^{\circ}28' 0,8''$ S – $71^{\circ} 10' 0,9''$ W, 306 m.s.n.m.) tiene edades entre 13570 y 14320 años A.P. (Figura 38). De la configuración de estos depósitos, se estima que es una zona donde confluyó el glaciar que baja del volcán Villarrica con el glaciar principal del sistema del lago Calafquén, principalmente en la zona del actual asentamiento de Lican Ray entre cerros con formaciones paleozoicas y que deben haber condicionado la dirección de los flujos de ambos sistemas. Se determinó una línea de flujo principal, sobre la base de los depósitos arriba descritos. La longitud alcanza los 26 km.

Figura 38: Depósitos morrénicos pleistocénicos asociados a la línea de flujo Chaillupen.



7.2.2. Determinación de espesores, volumen de hielo y volumen equivalente en agua durante el UMG.

Debido a que la topografía del UMG ha cambiado debido a la impronta volcánica, es imposible determinar y construir perfiles de los sistemas paleo-glaciares sobre la base de la topografía subglacial, así como también definir con certeza, los límites correctos de los diversos glaciares que descendían del cono del volcán debido a que no todos los sectores presentan evidencias geomorfológicas.

En la Figura 39 se aprecia la reconstrucción de la extensión de los sistemas paleo-glaciares que existían sobre el aparato volcánico de acuerdo a la descripción de cada sistema en la sección anterior. Por lo tanto los límites en algunos sectores son solo inferidos, correspondiendo a zonas de confluencias con otros sistemas o bien el límite está dado por la altitud de la evidencia geomorfológica de sistemas aledaños al del caso de estudio.

A pesar de las limitantes y las dificultades, se estimaron espesores medios utilizando las Ecuaciones (5) y (6), teniendo como principales variables la longitud de las diversas líneas de flujo y el valor de tensión de cizalla basal actual. Si bien se asume que el paleo-glaciar del volcán Villarrica correspondía a un casquete de hielo y no se integra la pendiente, esta queda implícita en el valor de tensión de cizalla basal ocupada. Los espesores determinados pretenden ser una aproximación y estimación de las condiciones que se dieron en el UMG en el volcán Villarrica.

La Tabla 9, muestra un resumen de los parámetros definidos para cada sistema y líneas de flujo definidas, así como el espesor determinado con la Ecuación (6).

El espesor está en directa relación con la longitud de cada sistema paleo-glaciar, así también la pendiente general, debido a que mientras más longitud tiene el glaciar, y específicamente la línea de flujo, más suave es la pendiente ya que se aleja del cono, el cual por su morfología corresponde a la zona con mayores pendientes. El espesor promedio de todo el sistema es de 290 m.

Con este espesor medio determinado para el sistema glaciar del volcán Villarrica durante el UMG y de acuerdo a la estimación de la superficie cubierta por el glaciar durante el UMG, que llega a 605.45 km², se estima un volumen de hielo (Ecuación (9)) de 175.6 km³ y un equivalente en agua (Ecuación (10)) de 158.02 km³.

Figura 39: Reconstrucción de los sistemas paleo – glaciares en el volcán Villarrica.

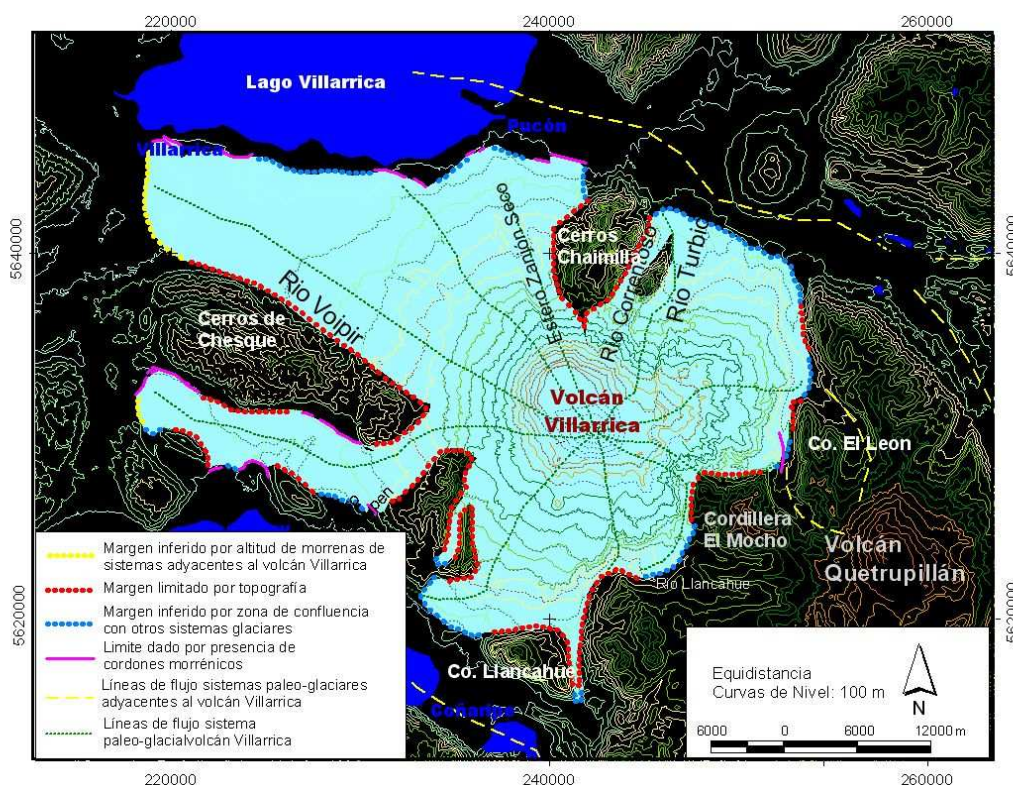


Tabla 9: Parámetros y espesores de las diversas líneas de flujo utilizadas para el UMG

	Lineas de Flujo	Exposición	Longitud (m)	Máxima Altitud (m.s.n.m.)	Mínima Altitud (m.s.n.m.)	Pendiente Media	Espesor Medio (m)
Sistema 1	Zanjón Seco	N	14000	3000	325	11°	276
	Voipir	NW	28000	3000	450	5°	390
Sistema 2	Volcanes Los Nevados	NE	12500	3000	600	11°	260
	Turbio	NE	17000	3000	500	8°	304
	Pichillancahue	E	10500	3000	800	11,5°	238
Sistema 3	Diuco	SW	12500	3000	500	11,5	260
	Termas	S	9000	3000	750	14,4°	221
Sistema 4	Chaillupen	W	26000	3000	400	5,7°	376

7.2.3. Deglaciación

De acuerdo a los antecedentes relacionados al evento eruptivo que generó la depositación de la Ignimbrita Licán (13800 años A.P.), se estimó que la reducción de los glaciares del volcán Villarrica ocurrió de manera rápida. Con la distribución del depósito de la Ignimbrita Licán se determinó la extensión de los glaciares del volcán Villarrica al momento del evento eruptivo. Como se aprecia en la Figura 40, los sistemas paleo-glaciares redujeron su superficie en aproximadamente la mitad de la extensión respecto a la estimada en la Figura 39 (aproximadamente 320 km² de pérdida de superficie), siendo mas evidentes los retrocesos en las zonas de bajas pendientes en las laderas Norte y Oeste.

7.3. Pequeña Edad del Hielo

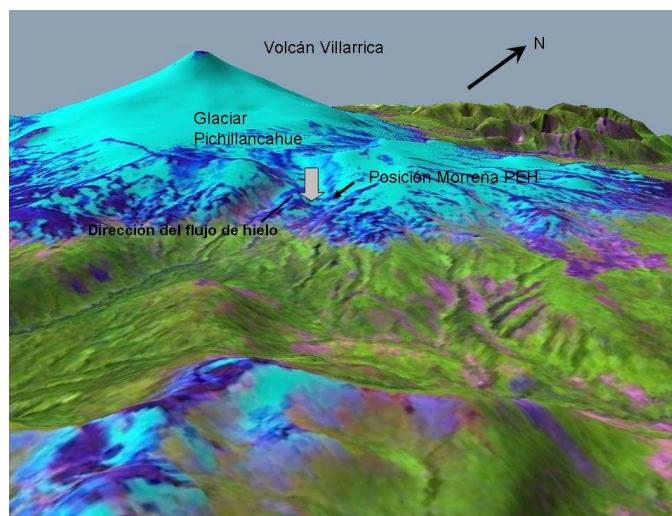
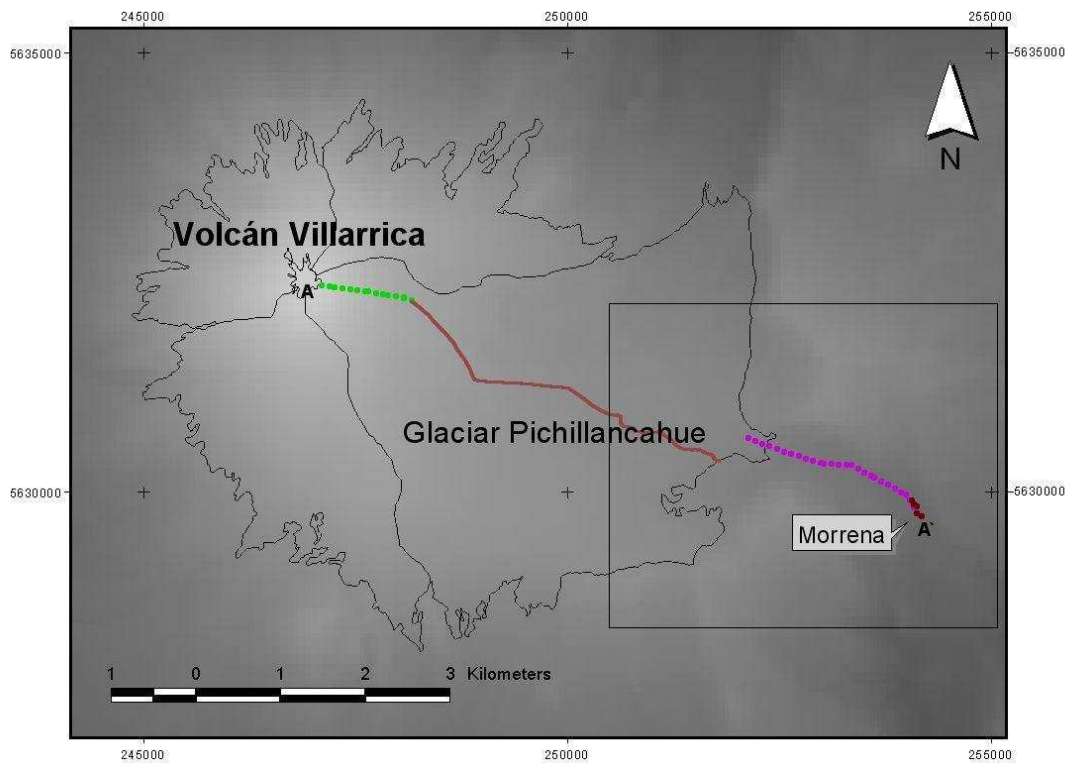
7.3.1. Depósitos glaciares holocénicos en el volcán Villarrica. El caso del glaciar Pichillancahue

Los depósitos glaciares holocénicos han sido mapeados de preferencia en la vertiente S, SW y W, encontrándose a una distancia aproximada del actual frente del glaciar entre 1000 y 1500 m y una altitud entre 1500 y 1600 m s.n.m. (MORENO & CLAVERO, 2006). Por otro lado, en trabajos de terreno, fue posible constatar la existencia de morrenas sobre el actual límite altitudinal del bosque de *Araucaria araucana* y *Nothofagus pumilio*, a una altitud promedio de 1480 m s.n.m. (medición hecha con GPS navegador) y a una distancia aproximada de 1800 m con respecto de la posición actual del frente del glaciar Pichillancahue (cota de 1790 m s.n.m, ladera exposición sureste). En la Figura 41, se aprecia la posición de dicha morrena. La línea morada indica la extensión del glaciar hasta la morrena siguiendo el fondo del valle, lo que corresponde a la zona de mayor espesor durante la PEH.

Estos depósitos morrénicos (de un espesor aproximado de 3 a 4 m) (Figuras 42 y 43) están asociados a periodos de avances glaciares holocénicos, probablemente de la Pequeña Edad del Hielo. De acuerdo a reconstrucciones climáticas basadas en anillos de árboles en el valle del río Frías, en el Monte Tronador (41° 10' S, 71° 50' W), el periodo más frío en los últimos 1000 años en la región ocurrió entre los años 1500 y 1660 DC. Este intervalo frío es coincidente con la máxima extensión del glaciar Frías (exposición NE) en el último milenio, el cual ocurrió entre los años 1660 y 1670 DC (LUCKMAN & VILLALBA, 2001). Es importante recalcar que la posición del frente de este glaciar en este periodo, definida por cordones morrénicos, se encontraba aproximadamente a 2000 m de la posición del año 1990 (VILLALBA *et al.* ,

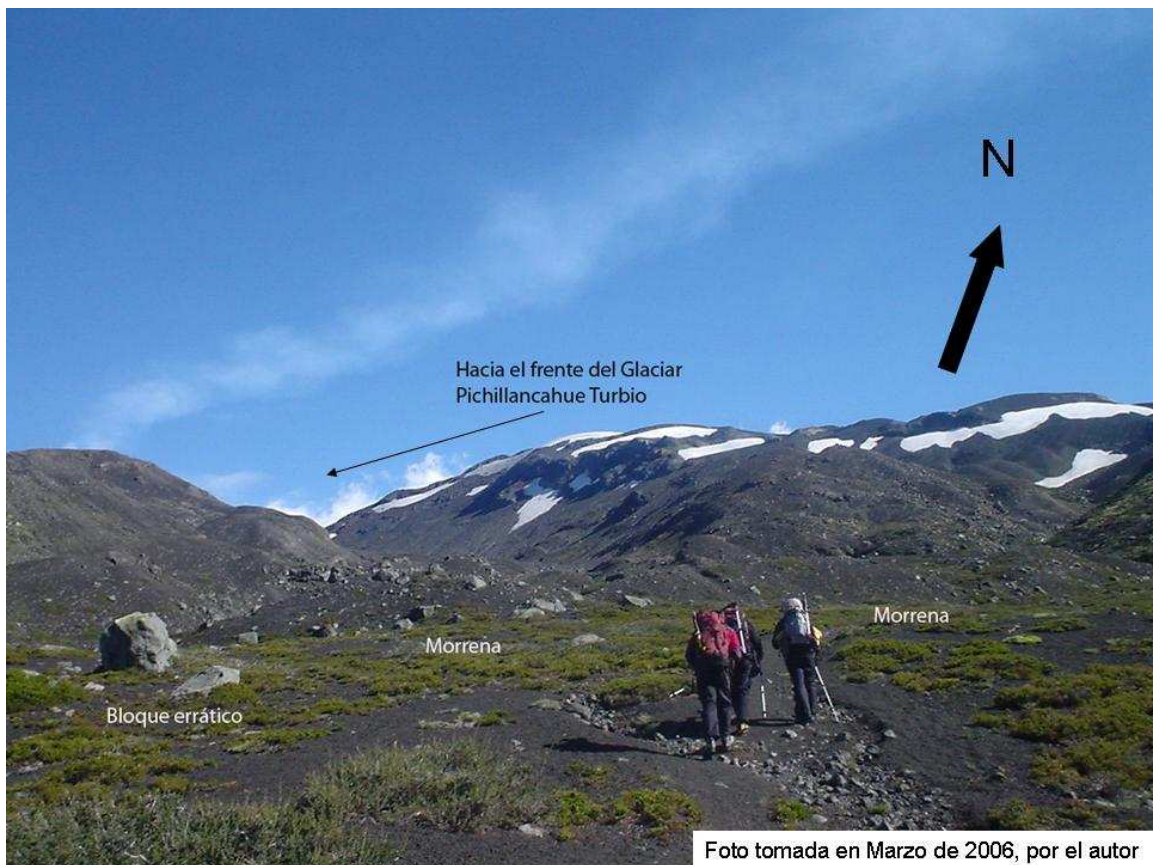
Reconstrucción de sistemas glaciares en el volcán Villarrica, Región de Los Lagos, Chile

Figura 41: Perfil reconstruidos sobre la base de la superficie glaciár (verde), RES (café) y la topografía subglaciár para la PEH (morado) sobre modelo SRTM. Recuadro inferior imagen satelital Landsat ETM+ del 2001, color composite bandas 1,4 y 5., imagen superpuesta a MDE SRTM. En ambas figura se aprecia la localización de la morrena asociada a la PEH. Recuadro indica Figura 43.



1990) distancia muy similar a la posición del frente del glaciar Pichillancahue durante la PEH. Por lo tanto es factible otorgar una edad aproximada a la morrena del glaciar Pichillancahue correlacionable a la morrena del valle del río Frías en el Monte Tronador, ya que además no se apreciaron mas depósitos morrénicos de importancia cercanos al actual frente del glaciar Pichillancahue La morrena del valle del glaciar Pichillancahue tiene una orientación paralela al valle (Figura 42 y 43). Es posible proyectar esta morrena ya que no fue posible observar una morrena frontal con claridad ya que posiblemente fue disectada por el estero que se encuentra en esta zona.

Figura 42: Vista de la morrena asociada a la PEH en el valle del glaciar Pichillancahue.



Con la posición de esta morrena (Figura 41) se determinó la extensión del glaciar Pichillancahue (Figura 44), obteniéndose el perfil de la Figura 45. El frente del glaciar se encontraba a una altitud de 1470 a 1480 m s.n.m. aproximadamente. La pendiente promedio de esta línea de flujo extendida es de 9.2° . Con los valores de la pendiente subglacial se calculó el espesor de hielo para la PEH en este glaciar con la Ecuación (7), y asumiendo el valor promedio de tensión de cizalla actual. En el punto en que se cruza el frente actual con el espesor modelado se realizó una proyección de este espesor hacia arriba, para ello se utilizó el valor del píxel modelado correspondiente al actual frente. De esta manera se reproduce la misma pendiente actual del glaciar como la pendiente del glaciar durante la PEH.

Figura 43: Detalle de morrena de la figura 42



El espesor de hielo promedio para este perfil reconstruido es de 84 m. El error cuadrático medio se obtuvo de la aplicación de este modelo a las condiciones actuales. Estos resultados fueron comparados con los espesores obtenidos con RES. El error cuadrático medio es de 9 m. Por lo tanto se obtuvo un espesor promedio en el glaciar Pichillancahue durante la PEH de 84 ± 9 m. La pérdida de superficie, en esta zona del glaciar Pichillancahue entre la PEH y el año 2007 es de aproximadamente 2.4 km^2 .

Figura 44: Extensión alcanzada por el glaciar Pichillancahue durante la PEH. Frente del glaciar limitado por morrena. Límites superiores por topografía y posición aproximada del año 1945 en (CASASSA *et al.*, 2005).

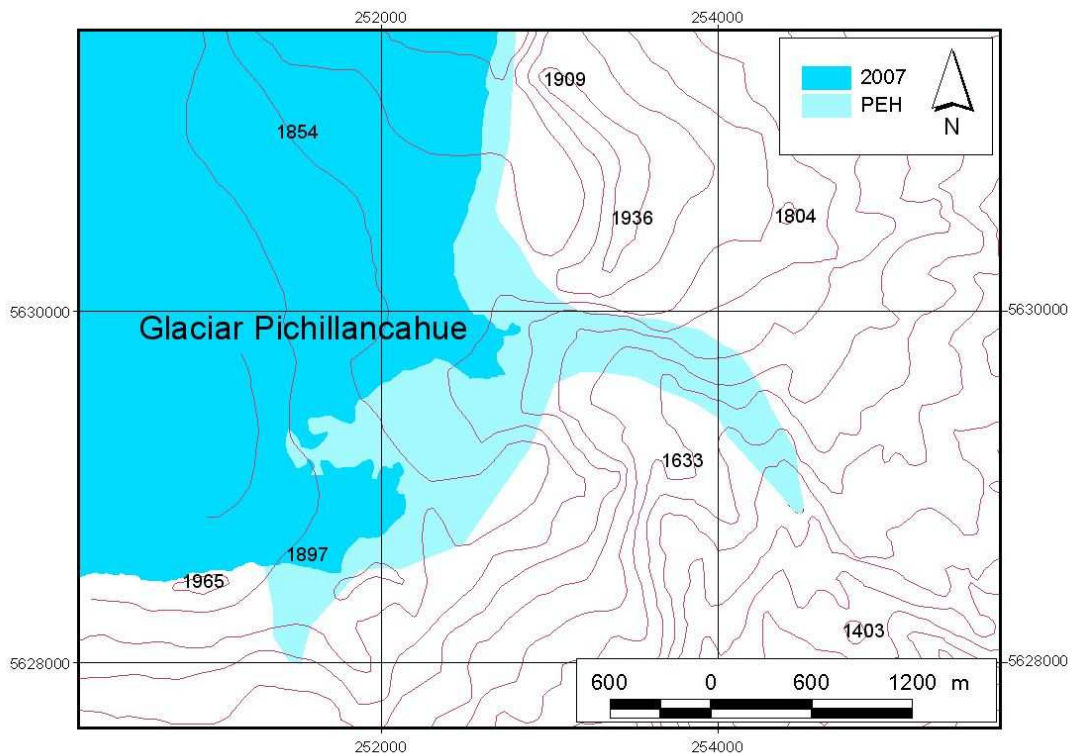
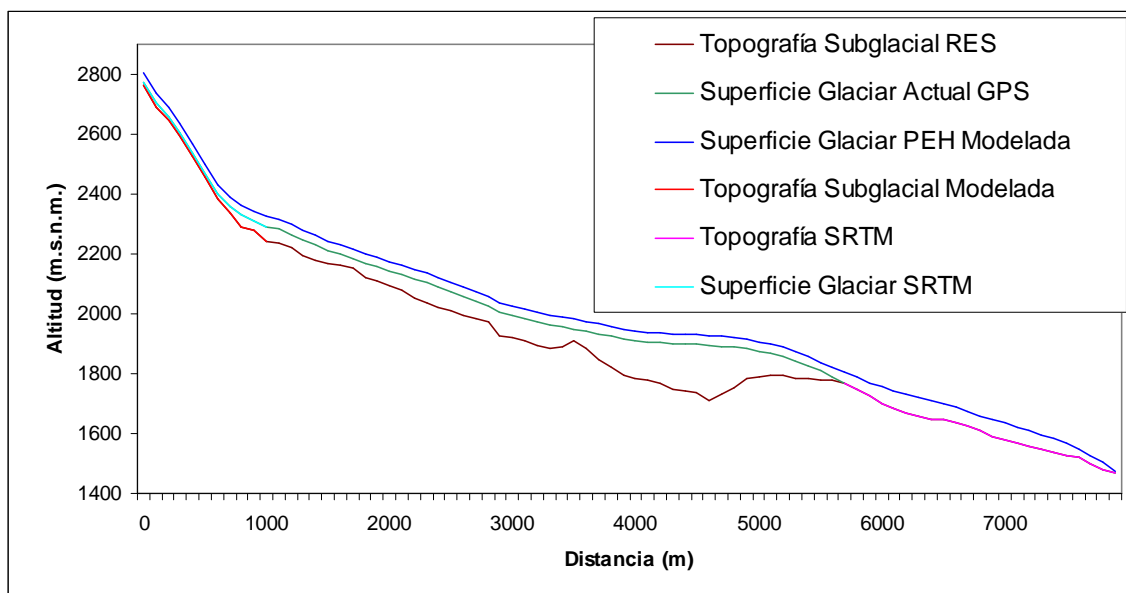


Figura 45: Perfil reconstruido para la PEH en el glaciar Pichillancahue



7.4. Determinación de la paleo-altitud de líneas de equilibrio

Se estimó que la paleo-ALE regional, basada en los registros de temperaturas durante el UMG (Tabla 11) específicamente entre los 14805 y 14550 años A.P., se encontraban en un rango entre 833 y 1200 m s.n.m., lo cual significa un aumento vertical de la ALE, desde el UMG hasta el presente (2000 m s.n.m) de 857 a 1200 m.

Por otro lado, con métodos basados en los registros de la geomorfología glacial y la geometría del área del volcán Villarrica, se determinaron valores diferentes para las paleo ALEs. Para el Sistema Voipir – Zanjón Seco y basado en el método THAR, se determinó la paleo ALE, durante el UMG a una altitud entre 1390 y 1470 m s.n.m. y para el Sistema Chaillupén – Seco se determinó la paleo ALE a una altitud de 1440 m s.n.m. Si se utiliza este mismo método con las condiciones actuales del glaciar Pichillancahue, se obtiene la ALE a 2213 m s.n.m. lo cual significa un valor sobrestimado del orden del 10% sobre el valor real calculado (2000 m s.n.m).

En base a esta diferencia se determinó la paleo-ALE promedio con el método THAR en 1435 ± 143 m s.n.m. La diferencia vertical respecto al presente corresponde a 565 m.

Como se aprecia en la Tabla 10, se utilizó un valor de 0.4 para la determinación de las paleo líneas de equilibrio con el método THAR. El método Elevación Media de los Glaciares, sobrestima el valor de la ALE, considerando su cercano valor al actual (2000 m s.n.m.) y a que la localización de estos valores de ALE no corresponde a la longitud y superficie alcanzada por estos sistemas paleoglaciares.

Tabla 10: ALE durante el UMG con diversos métodos

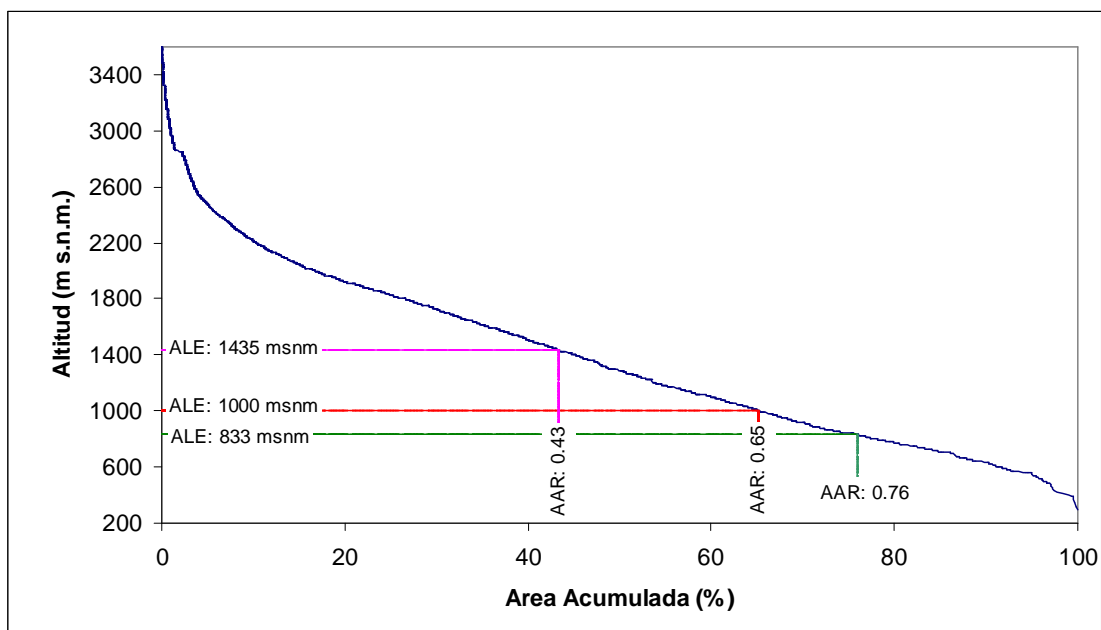
	Líneas de Flujo	Exposición	Máxima Altitud (m.s.n.m.)	Minima Altitud (m.s.n.m.)	Rango Vertical	THAR (0.4)	EMG	ALE Paleoclima UMG
Sistema 1	Zanjón Seco	N	3000	325	2675	1395	1663	833/1200
	Voipir	NW	3000	450	2550	1470	1725	833/1200
Sistema 2	Volcanes Los Nevados	NE	3000	600	2400	1560	1800	833/1200
	Turbio	NE	3000	500	2500	1500	1750	833/1200
	Pichillancahue	E	3000	800	2200	1680	1900	833/1200
Sistema 3	Diuco	SW	3000	500	2500	1500	1750	833/1200
	Termas	S	3000	750	2250	1650	1875	833/1200
Sistema 4	Chaillupen	W	3000	400	2600	1440	1700	833/1200

Utilizando la estimación de espesores realizada en secciones anteriores, se construyó de forma general la curva hipsométrica del sistema paleo-glaciar del volcán Villarrica (Figura 46). Si bien esta curva se basa en datos supuestos, se aprecia una curva regular, similar en su forma a la actual en el glaciar Pichillancahue (Figura 33) y con una pendiente regular en la parte media, lo cual la hace sensible a fluctuaciones climáticas, del orden en que el aumento de 1°C haría migrar la ALE en aproximadamente 143 m, lo que se traduciría en una reducción de la superficie del orden del 8%.

En la Figura 46 se indican las diversas paleo-ALEs determinadas y sus respectivos valores de AAR. Se aprecia que el valor del AAR de 0.43 para el método THAR es muy bajo e insuficiente para un glaciar en equilibrio. Por otro lado la estimación de la paleo ALE considerando un gradiente térmico de 0.006 °C/m y una reducción de 7°C respecto a las temperaturas actuales, determina una AAR alto, que llega a 0.76. Considerando un gradiente térmico de 0.007°C/m y una reducción de 7°C respecto a la actual se obtiene la ALE en 1000 m.s.n.m. que además coincide con el valor teórico utilizado para determinar la paleo-ALE con el método AAR. Por lo tanto existe un buen ajuste

entre el método AAR y la determinación de la paleo ALE con las variables climáticas descritas.

Figura 46: Curva hipsométrica del sistema glaciar del volcán Villarrica durante el UMG.



7.4.1. Evolución de la ALE hasta el presente

Debido al ajuste entre la paleo-ALE determinada con elementos paleoclimáticos y la paleo-ALE definida con geometría glacial durante el UMG, se determinó la evolución de la ALE desde el UMG hasta la actualidad con registros paleoclimáticos de diversas fuentes (Tabla 11).

Esto debe considerarse como una aproximación general, sin embargo sirve como indicador de la evolución de los glaciares hasta el presente, básicamente debido al ajuste que existe entre las paleo-ALE determinada con variables

paleoclimáticas y la AAR que indica una paleo-ALE más local, como se apreció en la sección anterior.

El aumento de temperaturas luego del UMG permitió el retroceso de los glaciares de forma rápida, sin embargo, evidencias palinológicas demuestran nuevos avances post UMG. El principal (y aún en discusión) es el periodo frío conocido como Younger Dryas, en el cual se registraron temperaturas de 2 a 3 °C inferiores a los promedios actuales en la Región de Los Lagos (MORENO *et al.*, 1999) La ALE regional en este período, se encontraba entre los 1500 y 1600 m s.n.m.

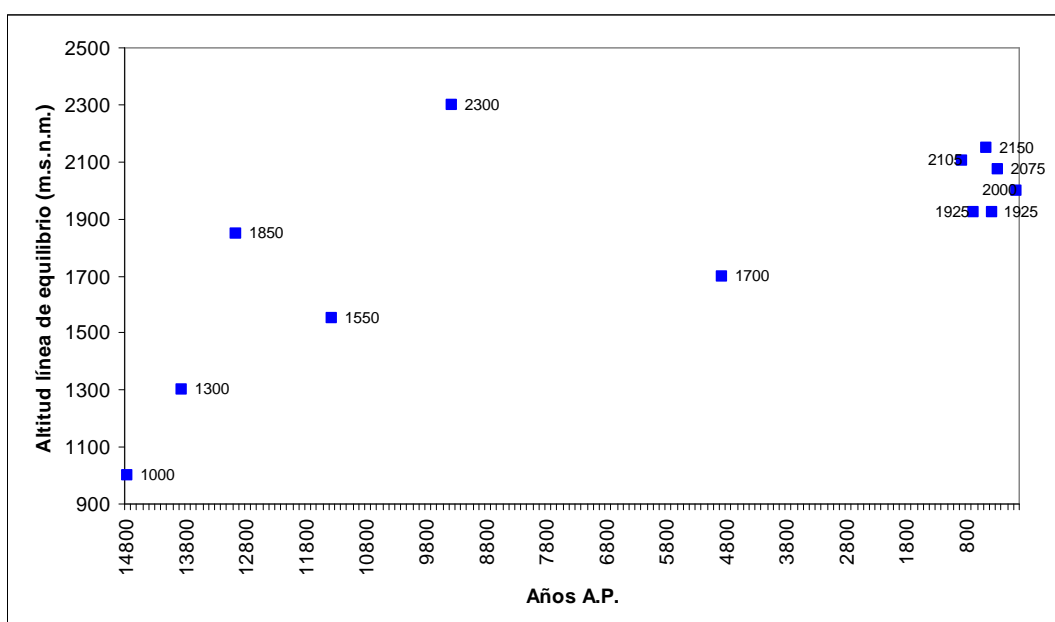
Durante el Holoceno, las temperaturas muestran periodos más cálidos que los actuales, por lo tanto es factible que los glaciares tuvieran un tamaño menor al actual. El periodo de mayor aumento de temperatura se encuentra entre los 9410 - 6500 años A.P. con un peak promedio de 2° C sobre el actual, lo cual significa que la ALE se encontraba aproximadamente entre los 2280 y 2330 m s.n.m. Posteriormente, entre 4950 y 3160 años A.P. se produce un descenso de las temperaturas (2° C bajo el promedio actual), generando un descenso de la ALE, ubicándose aproximadamente entre los 1667 y 1714m.

Para los últimos 1000 años se observan oscilaciones de 0.5 a 1 °C por sobre y bajo el promedio actual. Entre los años 1500 y 1660 DC se registró una última disminución de temperatura y que corresponde a la denominada “Pequeña Edad del Hielo”. Este enfriamiento estableció la ALE entre los 1917 y 1929 m s.n.m. Utilizando la morrena del valle del glaciar Pichillancahue y a través del método THAR se determinó la altitud de la ALE a 2027 ± 203 m s.n.m. Este valor es superior al actual, sin embargo el rango de error determinaría una paleo ALE para el glaciar Pichillancahue que puede llegar a 1824 m s.n.m.,

valor que tendría mayor relación con la longitud alcanzada por el glaciar en la PEH.

El aumento de la ALE desde la PEH por lo tanto, es de 176 m, lo cual significó un retroceso en la longitud del glaciar hasta su posición actual de 1800 m aproximadamente. Utilizando la Ecuación (3) se obtiene una señal climática del retroceso del glaciar utilizando la migración de la ALE, la pendiente promedio (9.8°) y un gradiente adiabático de temperatura. Esta señal climática generada a partir del glaciar, indica un aumento de temperatura de 0.91 a 1.07 °C desde la PEH hasta la actualidad en el glaciar Pichillancahue.

Figura 47: Migración regional de la ALE, sobre la base de registros de paleotemperaturas.



Reconstrucción de sistemas glaciares en el volcán Villarrica, Región de Los Lagos, Chile

Tabla 11: Diversos registros paleoclimáticos para el sur de Chile

Años	Temperatura respecto a la actual	Condiciones climáticas	Tipo de registro	Lugar	Fuente
Transición de condiciones glaciares a interglaciares (años A.P.)					
14805 - 14550	6° - 7° Menos	fase final UMG	análisis polínico	Lago Llanquihue	Denton et al. (1999)
14600	s/i	comienzo del calentamiento	análisis polínico	Canal de la Puntilla	Moreno <i>et al.</i> (1999)
13000 - 12200	0° - 1°	condiciones levemente mas humedas y frias que las actuales	análisis polínico	Canal de la Puntilla y Huelmo	Moreno <i>et al.</i> (1999, 2001)
12200	s/i	comienzo evento de enfriamiento (Older Dryas)	análisis polínico	Canal de la Puntilla y Huelmo	Moreno <i>et al.</i> (1999, 2001)
11400 - 9800	2° - 3° menos	evento enfriamiento (Younger Dryas?)	análisis polínico	Canal de la Puntilla, Huelmo y Lago Masecardi	Moreno <i>et al.</i> (1999, 2001), Hajdas et al. (2003)
Holoceno (años A.P.)					
9410 - 6500	peak 2° sobre	calentamiento	análisis polínico	Region de Los Lagos	Heusser & Streeter (1980)
6500 - 5000	s/i	incierto			Clapperton & Sugden (1988)
4950 - 3160	2° menos	periodo frío	análisis polínico	Region de Los Lagos	Heusser & Streeter (1980)
3000	s/i	fase arida, temperaturas mayores que la actualidad	análisis polínico	Region de Los Lagos	Heusser & Streeter (1980)
3000 - 2700	s/i	calentamiento	dendrocronológica	Region de Los Lagos	Lara & Villalba (1993)
2700 - 2000	s/i	avance neoglacial	glaciológico	Patagonia	Glasser <i>et al.</i> (2004)
1500 - 1000	s/i	avance neoglacial	glaciológico	Patagonia	Glasser <i>et al.</i> (2004)
Último Milenio					
DC 1080 - 1250	0.5° a 0.7°C mas	intervalo calido	dendrocronológica	Río Alerce	Villalba (1994)
DC 1270 - 1380	0.5 °C menos	avance del glaciar frías	dendrocronológica	Río Frías, Monte Tronador	Luckman & Villalba (2001)
DC 1450 - 1520	1°C mas	intervalo calido menor	dendrocronológica	Río Alerce	Villalba (1994)
DC 1500 - 1660	0.5 menos peak	periodo frío, asociado a la Pequeña Edad del Hielo	dendrocronológica	Río Frías, Monte Tronador	Luckman & Villalba (2001)
DC 1680 - 1780	0.5 °C mas (peak)	intervalo calido menor	dendrocronológica	Río Frías, Monte Tronador	Luckman & Villalba (2001)
DC 1800 - 1900		condiciones similares a las actuales	dendrocronológica	Río Frías, Monte Tronador	Luckman & Villalba (2001)

7.5. Resumen de resultados

En la siguiente Tabla se detallan los resultados más importante, por periodo y tanto para el sistema glaciar total del volcán Villarrica como para el glaciar Pichillancahue.

Tabla 12: Resultados por periodo

Sistema glaciar Volcán Villarrica	ALE (m s.n.m.)	AAR	Espesor de hielo promedio (m)	Espesor de hielo máximo (m)
UMG	1000	0.65	290	600
PEH	1917 / 1929	s/i	s/i	s/i
Presente	2000*	0.54	55±36 / 58±23	162
Glaciar Pichillancahue				
UMG	1000	s/i	238	s/i
PEH	1824	s/i	84±9	197
Presente	2000*	0.36	67±36 / 77±23	162
Sistema glaciar Volcán Villarrica				
Sistema glaciar Volcán Villarrica	Area (km²)	Volumen (km³)	Equivalente en agua (km³)	
UMG	605.45	175.60	158.02	
PEH	s/i	s/i	s/i	
Presente	30.30*	1.67±1.09 / 1.76±0.70	1.50±0.98 / 1.58±0.63	
Glaciar Pichillancahue				
UMG	s/i	s/i	s/i	
PEH	>19.71	2.08±0.02	1.87±0.02	
Presente	17.30*	1.16±0.62 / 1.33±0.40	1.04±0.56 / 1.19±0.36	

s/i: sin información * RIVERA et al. (2006)

8. DISCUSION

8.1. Características glaciológicas actuales

8.1.1. Tensión de cizalla basal

La estimación de la tensión de cizalla basal calculada para el glaciar Pichillancahue (60000 Pa) se encuentra en relación a la estimada en diversos glaciares y casquetes de hielo, donde las evidencias empíricas demuestran que los valores de tensión de cizalla basal se encuentra entre 50000 y 150000 Pa, y que tiende a ser constante para segmentos homogéneos de capas de hielo y glaciares de valle (PATERSON, 1981). Este mismo rango se utiliza para las masas de hielo del pasado, asumiendo que son gobernados por las mismas leyes físicas del presente (PIERCE, 1979).

La variabilidad de la tensión de cizalla basal a lo largo de los perfiles de un glaciar depende de varios factores: (a) no estimación del volumen de sedimentos; (b) cambios en los rangos de acumulación y velocidad del flujo de hielo; (c) temperaturas heterogéneas de los glaciares; y (d) la ocurrencia de fusión en la base del glaciar y fenómenos de “surge” (VIEIRA, *in press*). El último punto, referente a la fusión en la base del glaciar, parece ser la variable de mayor importancia en el sistema glaciar del Villarrica debido a la importante fusión subglacial derivada de la actividad geotermal en la roca madre sobre la que se sitúa el glaciar, resultando en un mayor adelgazamiento glacial respecto a sistemas glaciares que se encuentran en ambientes no volcánicos (RIVERA *et al.* 2006). Esta variabilidad y modificaciones del valor de tensión de cizalla basal debido a este factor, se expresa en el error cuadrático medio, no existiendo un valor único de tensión de cizalla basal para cada valor de

pendiente. Esto se traduce en las diferencias entre los espesores modelados y los espesores medidos con RES en la actualidad. El análisis de los espesores no muestra una relación sistemática para explicar las diferencias entre los datos modelados y los datos observados (RES) con la pendiente (Figuras 21 y 24). Por lo tanto es factible asumir estas diferencias a condiciones del propio glaciar, principalmente en el ambiente subglacial debido a la presencia de agua al ser un glaciar temperado y/o la presencia de sedimentos no consolidados como ceniza volcánica, lo cual modificaría el perfil normal del glaciar.

Es factible que estas condiciones sean distintas a las del UMG, pero de acuerdo a los antecedentes recopilados se estima que al momento de la reconstrucción (sección 7.2.) se presentaba un escenario donde predomina el retroceso de los hielos, además de encontrarse en áreas con bajas pendientes subglaciales. Ello validaría este valor (60000 Pa) como valor general para la reconstrucción durante el UMG, antes del retiro rápido de los hielo de la parte baja del volcán.

Sin embargo, una limitante importante de los supuestos del modelo para las reconstrucciones de paleo-glaciares durante el UMG, es la no consideración del deslizamiento basal y el deslizamiento sobre sedimentos deformables. Considerando que por la latitud de la Región de Los Lagos, la altitud de estos glaciares (HUBBARD, 1997) y la localización específica de estos sistemas glaciares sobre un cono volcánico, se debe considerar que estos glaciares también eran temperados durante el UMG, con presencia de agua en la base, lo cual genera modificaciones en el tipo de flujo, lo cual altera el perfil de la superficie glaciar y por ende el espesor de hielo. La alteración de los perfiles de paleo-glaciares, ha sido documentada por BENN & CLAPPERTON (2000) en el Estrecho de Magallanes, GLASSER & JANSSON (2005) en Campo de Hielo Norte y BENTLEY (1996) en la Región de los Lagos, siendo el principal factor el deslizamiento sobre sedimentos deformables, lo cual se traduce en bajos

valores de tensión de cizalla basal (8.8 kPa en Estrecho de Magallanes y 25 kPa en Campo de Hielo Norte). Por lo tanto, al no obtener valores de espesor de hielo derivado de la observación de morrenas laterales con el objetivo de calibrar las estimaciones, es que se utilizó un valor único obtenido de las condiciones actuales, por esta razón es que el espesor de hielo estimado debe considerarse una referencia general para el volcán Villarrica durante el UMG.

8.1.2. Espesores de hielo

Los espesores promedios calculados con datos SRTM y AirSar C, 58 ± 23 m y 55 ± 36 respectivamente, muestran valores mas bajos que los determinados por RIVERA (1989) y RIVERA *et al.* (2006). La primera estimación correspondió a una relación empírica entre superficie y espesor promedio utilizada por MARANGUINIC (1979), otorgándose un espesor promedio de 200 m para glaciares con superficie mayor a 20 km^2 , mientras la segunda correspondió a mediciones realizadas con RES en el glaciar Pichillancahue, obteniéndose un espesor promedio de 75 ± 4 m y un máximo de 195 m. Por otro lado CASASSA *et al.* (2004) determinó también con mediciones de RES, realizadas en la ladera de exposición N, un espesor promedio de 47 m y un espesor máximo de 112 m. En la Tabla 13 se aprecian las diversas estimaciones de espesor de hielo, volumen de hielo y volumen equivalente en agua realizadas para el glaciar del volcán Villarrica.

De acuerdo a RIVERA (1989) la tabla de espesores propuesta por MARANGUINIC (1979) es una muy lejana aproximación de los valores reales para los glaciares. Estas diferencias determinadas para el espesor en el volcán Villarrica se deberían a que la pendiente superficial seria un factor de gran importancia para la estimación del espesor de hielo.

Tabla 13: Diversas estimaciones en el glaciar del volcán Villarrica

Fuente	Espesores de hielo (m)			Metodología para estimación de espesor
	medio	máximo	mínimo	
RIVERA (1989)	200	s/d	s/d	° Relación empírica entre espesor de hielo versus área en MARANGUNIC (1979)
MORENO (1993)	4 a 50	120	s/d	° Medición de grietas y extrapolación de datos obtenidos en volcán Sollipulli
CASASSA <i>et al.</i> (2004)	47	112	19	° RES en sector Norte del volcán
RIVERA <i>et al.</i> (2006)	75	195	11	° RES en el glaciar Pichillancahue
Este trabajo	58±23	162	11	° Modelamiento validado con datos RES de RIVERA <i>et al.</i> (2006) glaciar Pichillancahue

s/d: sin datos

Fuente	Volumen (km ³)	Densidad (kg/m ³)	Equivalente en agua (km ³)
RIVERA (1989)	7.98	800	6.4
MORENO (1993)	6	s/d	s/d
CASASSA <i>et al.</i> (2004)	s/d	s/d	s/d
RIVERA <i>et al.</i> (2006)	2.27	900	2.05
Este trabajo	1.79±0.76	900	1.58±0.63

s/d: sin datos

El mayor valor del espesor promedio estimado por RIVERA *et al.* (2006) radica en que las mediciones se realizaron en el glaciar Pichillancahue, el cual es el de mayor superficie y por ende longitud, lo que determina un mayor espesor, además se sitúa sobre la antigua caldera de este volcán. El cálculo total del espesor de los glaciares del Villarrica permite una estimación del volumen equivalente en agua considerando que se integran las zonas altas, de mayor pendiente y por ende menor espesor. De esta forma el volumen equivalente en

agua estimado en este trabajo ($1.58 \pm 0.63 \text{ km}^3$) es menor al estimado por RIVERA *et al.* (2006) el cual llega a 2.05 km^3 (Tabla 13).

Otras estimaciones de espesor en volcanes indican, por ejemplo en el volcán Cotopaxi en Ecuador, valores entre 28 y 57 m, siendo más comunes los valores comprendidos entre 30 - 35 m y 40 - 50 m (CACERES *et al.*, 2004). Por lo tanto estos valores de espesores de hielo en un cono volcánico son similares a los determinados por medio de datos SRTM en los glaciares del cono del volcán Villarrica.

8.1.3. AAR

El AAR estimado para el glaciar Pichillancahue (0.36) es similar al estimado por RIVERA *et al.* (2006) (0.38) lo que determina una zona de acumulación insuficiente en relación al área de ablación. Sin embargo este bajo valor del AAR también se debe a la importante superficie en la zona de ablación que se encuentra cubierta con ceniza volcánica. De acuerdo a BENN & EVANS (1998) los glaciares con cubierta de detritos en sus lenguas, presentan valores de AAR bajo 0.4, debido a un incremento relativo del área de ablación. El glaciar Pichillancahue presenta en su zona de ablación una importante superficie continua cubierta por ceniza volcánica y lapilli con un espesor de unos pocos milímetros a más de un metro, excepto en zonas de alta pendiente donde la superficie del hielo no soporta una cobertura significativa (BROCK *et al.*, 2007).

RIVERA & CASASSA (1999) han estudiado la relación entre la pendiente de la curva hipsométrica y cambios recientes en la ALE en el glaciar Pio XI (Campo de Hielo Sur), determinando que en zonas con pendientes fuertes, el glaciar es menos sensible al aumento de la ALE debido a la poca significancia en la reducción del AAR en escenarios de cambios en temperatura y/o precipitación.

Lo contrario sucede en zonas con pendientes suaves en la hipsometría, donde el aumento de la ALE se traduce en una reducción importante del AAR y por ende en el retroceso del glaciar.

De acuerdo a la posición actual de la línea de equilibrio sobre la curva hipsométrica del Pichillancahue (2000 m s.n.m.; Figura 32) y de continuar el calentamiento troposférico (700 – 850 hPa ~ 1500 – 3000 m s.n.m.) y la disminución de las precipitaciones detectado en la región (BOWN & RIVERA, 2007), se esperaría que el glaciar Pichillancahue sea cada vez menos sensible a los cambios climáticos, ya que la ALE entraría a una zona de mayor pendiente, en que los movimientos de la línea de equilibrio se traducirían en pequeños cambios en el AAR que a su vez determinarían pequeños cambios en la posición del frente del glaciar. Sin embargo, considerando la curva hipsométrica de todo el sistema (Figura 33) es de esperar una reducción de la superficie glaciar de continuar el aumento de temperaturas ya que la ALE se encuentra en una zona de baja pendiente en la curva hipsométrica. A pesar de ello y de acuerdo a las características particulares del glaciar Pichillancahue se esperaría una respuesta diferenciada de este glaciar respecto a los otros glaciares del cono volcánico. Los glaciares con cubierta de ceniza son menos sensibles al cambio de temperaturas que los glaciares descubiertos (BROCK *et al.*, 2007).

8.2. UMG

La dinámica de los glaciares del volcán Villarrica durante el UMG, derivada de los depósitos morrénicos, se encontraba condicionada por la topografía (que define la geometría del glaciar) y por la confluencia de otras lenguas glaciares. En las líneas de flujo de exposición N, NW y W se encuentran las mayores longitudes, debido a que no existen factores topográficos que limiten el

desarrollo de los sistemas glaciares, sólo los cerros de Chesque que condicionan la dirección de los flujos pero no limitan el desarrollo de las lenguas de hielo. Por otro lado en las líneas de flujo con exposición S, SE, E y NE, la configuración se presenta más confusa, la topografía además de condicionar y direccionar los flujos, limitó su expansión y corresponde a una zona donde posiblemente existieron confluencias con glaciares provenientes del volcán Quetrupillán. La escasa evidencia geomorfológica, por lo tanto, no es representativa de las reales condiciones de los glaciares y su relación con el clima. Por otro lado, el estudio de depósitos piroclásticos en la última glaciación demuestran que hubieron sectores sin glaciares debido a factores topográficos, como lo es la zona al oeste de los cerros de Chesque (GAYTAN *et al.*, 2005).

La determinación de espesores para los sistemas y líneas de flujo, se muestra consistente con cálculos para otras zonas con evidencias geomorfológicas del UMG. AUGUSTINUS (1999) calculó espesores del orden de 300 a 400 metros en Tazmania (Sistema glacial Bulgobac, 41° 45' S, 145° 30' E). Por otro lado, HUBBARD (1997), en los lagos Puyehue y Rupancho, determinó mayores espesores pero para las líneas de flujo principales de dichos sistemas, entre 500 y 1500 m. PORTER (1981) en la zona del lago Llanquihue, estimó espesores entre 800 y 1000 m, llegando a tener unos 1300 m a una distancia de 25 Km de la divisoria de hielos.

Debido a la naturaleza del modelo utilizado para determinar espesores de hielo del UMG, que se construye sobre la base de la longitud existente entre la evidencia geomorfológica (frente del sistema glaciar) y el origen del glaciar (punto más alto), es factible que el espesor esté sobrestimado en las partes altas debido a que no se incluye la pendiente del antiguo cono del volcán, por lo tanto, este espesor debe sólo utilizarse como una estimación general de las características del hielo durante el UMG. Sin embargo el espesor de hielo

determinado con este método, es razonable para obtener la paleo-ALE a 1000 m s.n.m. con un AAR de 0.65, considerado el valor para los glaciares en estado de equilibrio. Por lo tanto el espesor de hielo no estaría sobreestimado en las partes bajas, las cuales adquieren una mayor importancia relativa ya que corresponde a la zona más sensible a las fluctuaciones climáticas.

No existen parámetros para comparar el volumen de hielo determinado (175.6 km³) ya que las anteriores reconstrucciones abarcan una mayor superficie. Sin embargo existen estimaciones de volúmenes generales para casquetes de hielo, relacionando la superficie con el volumen. De acuerdo a PATERSON (1981), la superficie de un casquete de hielo tiene la siguiente relación con el volumen:

$$\log v = 1.23 (\log s - 1) \quad (11)$$

donde v es el volumen de hielo y s la superficie.

Utilizando esta Ecuación (11), se realizó otra estimación de volumen, llegando a un valor de 155.5 km³. Volumen inferior al estimado con el espesor medio determinado que llega a 175.6 km³.

De acuerdo a las dataciones de trabajos anteriores y a la dinámica inferida de las observaciones topográficas, geológicas y glaciológicas, se estima que el retiro de los hielos sucedió de forma diferenciada, así en una primera instancia, se retiraron los hielos de las cuencas principales (lagos Villarrica y Calafquen) tal como lo estimó CLAYTON *et al.* (1997), donde las dataciones demuestran que el retroceso de los hielos comenzó 14200 años A.P. desde el lóbulo Villarrica. Posterior a ello comenzaría el retroceso de los glaciares que descienden de las laderas del antiguo cono del volcán (13870 ± 90 años A.P.).

Estas diferencias de edades se deberían a diferencias en los tiempos de respuesta de los glaciares debido a que las bajas pendientes determinan una mayor sensibilidad de estos glaciares a los cambios climáticos con respecto a los que tienen un gradiente mayor (BENNETT & GLASSER, 1996), aun cuando el espesor de los hielos de las cuencas principales haya sido mayor que el de los glaciares que bajan del volcán.

Por otro lado, se agregan más antecedentes a favor de esta alternativa, ya que para la morfogénesis de los cordones morrénicos observados, cantidad y magnitud es necesario que haya transcurrido algún tiempo, ya que corresponden a una serie de cordones morrénicos de un mismo periodo y que por lo tanto se han formado debido a oscilaciones pequeñas del frente de estos glaciares, posterior a ello a partir de la última posición alcanzada por los glaciares se estima un retroceso rápido en las laderas de exposición N, NW y W y que de acuerdo a las dataciones obtenidas de depósitos morrénicos en la vertiente W del volcán (MORENO & CLAVERO, 2006) se obtiene una edad promedio de 13870 ± 90 años A.P. Si se compara esta datación con la obtenida por CLAVERO & MORENO (2006) del evento eruptivo que generó la Ignimbrita Licán (13800 años A.P) y que de acuerdo a CLAVERO (1996) se depositó a partir de una cota aproximada bajo los 850 m s.n.m. se estimó que los glaciares retrocedieron de sus frentes desde una altitud promedio de 300 - 400 m s.n.m. hasta cotas superiores a 850 m s.n.m. en un corto periodo de tiempo, no mas de 160 años aproximadamente, con la consiguiente perdida de área que llega a 320 km².

De acuerdo al espesor promedio determinado (290 m) y a un rango de ablación estimado para los glaciares del UMG al nivel del mar por KERR y SUGDEN (1994), entre 1 y 5 m/a, se obtiene un tiempo de respuesta glacial (Ecuación (4)

entre 60 y 290 años, rango consistente con la diferencias entre las dataciones (160 años aproximadamente).

La magnitud del espesor modelado, el rápido retroceso y pérdida de volumen estimados en el volcán Villarrica durante la fase final del UMG, son hechos suficientes para suponer la generación del rebote isostático en la cámara magmática, produciéndose las erupciones explosivas que generaron la Ignimbrita Licán. SIGVALDASON *et al.* (1991) estima en Islandia que la capa de hielo de aproximadamente 1000 m de espesor, al retirarse, generó una movimiento isostático de 300 m en la corteza y que el monto de subsidencia disminuye con la disminución del espesor de hielo y volumen. Por otro lado PATERSON (1981) cuantifica la depresión de la roca sobre la base de la siguiente ecuación:

$$\text{Depresión} = h (ph/pr) \quad (12)$$

Donde ***h*** es el espesor de hielo y ***ph*** y ***pr*** la densidad del hielo y la roca respectivamente.

Con esta simple relación LICCIARDI *et al.* (2007) estimó la depresión del manto y por lo tanto el rebote isostático en Islandia, el cual varia entre 77 m para espesores de hielo del orden de los 255 m hasta 288 m para espesores de hielo del orden de los 960 m. Modelos geofísicos estiman que la actividad volcánica subglacial es sensitiva a cambios pequeños relativos de espesor de hielo. Por lo tanto es plausible que eventos de cambio de temperaturas, cortos y de no mucha magnitud, (con la consiguiente pérdida de espesor de hielo) induzcan la descompresión del manto superior y por ende la actividad volcánica (LICCIARDI *et al.*, 2007).

Por lo tanto considerando los espesores determinados en el volcán Villarrica para el UMG, promedio de 290 m y la existencia de mayores espesores en las zonas bajas, es factible suponer una influencia directa debido al retiro de los hielos que se encontraban sobre la cámara magmática del volcán Villarrica. A pesar de ello debe estimarse y considerarse la viscosidad de la litósfera ya que es un factor que condiciona la respuesta de la corteza (LICCIARDI *et al.*, 2007). Las hipótesis que sustentan la relación entre el retiro de los hielos y el aumento de la actividad volcánica en el Villarrica provienen de los análisis físicos (texturas superficiales y morfología de cenizas) y litológicos. Estos análisis muestran la importancia de la relación magma agua para explicar el evento eruptivo explosivo que generó la Ignimbrita Licán (LOHMAR *et al.*, 2007).

8.3. Pequeña Edad del Hielo. Señal climática del glaciar Pichillancahue.

La posición de la morrena en el valle del glaciar Pichillancahue indicaría la máxima posición del glaciar durante la denominada Pequeña Edad del Hielo (1500 – 1660), que es similar a la posición de 1945 determinada por CASASSA *et al.* (2004), por lo tanto, durante el siglo XX, el glaciar Pichillancahue comenzó su retroceso desde posiciones próximas a las alcanzadas durante la pequeña Edad del Hielo. Por lo tanto el retroceso del glaciar habría sido de manera acelerada durante el siglo XX

La señal de anomalía térmica derivada de los cambios ocurridos en el glaciar Pichillancahue (0.91 a 1.07°C mas frío que la actual) es superior a la estimada en registros proxy, es decir 0.5° C mas frío que la actual. Esta mayor anomalía térmica respecto a la determinada por LUCKMAN & VILLALBA (2001) en la zona del río Frías en el Monte Tronador, puede deberse a factores locales como la altitud, exposición, pendiente, hipsometría, etc. al igual como sucede para la

dinámica de las ALEs. Si bien este dato es solo una referencia general, entrega un antecedente de la importancia de un análisis local ha considerarse de acuerdo a los objetivos de investigación planteados.

8.4. Evolución de la altitud de la línea de equilibrio

La ALE durante el UMG se encuentra aproximadamente a 1435 ± 143 m s.n.m. (método THAR) y de 1000 m s.n.m. con el método AAR y con antecedentes paleoclimáticos. Otras estimaciones determinaron valores de 900 m bajo los valores actuales en Campo de Hielo Norte (HUBBARD *et al.*, 2005) y 1000 m en el sur de la Región de Los Lagos, específicamente en el lago Llanquihue (PORTER, 1981), lagos Rupanco y Puyehue (HUBBARD, 1997) y el volcán Mocho (NOGAMI, 1976). LAUGENIE (1971) estima que las zonas de alimentación entre los lagos Colico y Riñihue se encontraban sobre los 1050 m s.n.m. Por lo tanto existen diferencias entre las estimaciones de la paleo-ALE con elementos climáticos y las paleo-ALE con el método THAR, ya que existiría una sobreestimación de la ALE del último método, diferencia que posiblemente radique en las estimaciones entre la ALE local versus una línea de equilibrio regional, basada en registros climáticos.

Sin embargo hay un buen ajuste entre las paleo-ALE definidas por estos autores, con la determinada con información paleoclimática y la determinada con el método AAR. En general, el método THAR y el MEG dan altitudes sobrestimados para las líneas de equilibrio, siendo el método AAR el más satisfactorio, ya que integra la superficie glaciar (OSIPOV, 2004). Esta situación es la que se da en el sistema glaciar del volcán Villarrica durante el UMG

Respecto a la ALE en la PEH, los registros climáticos indican una altitud aproximada de 1920 m s.n.m. versus los 2027 ± 203 m s.n.m. estimados sobre

la base de la evidencia geomorfológica. Por lo tanto existe una diferencia entre las estimaciones basadas en los registros paleoclimáticos y entre los registros geomorfológicos, calibrados con condiciones actuales. Dado los resultados anteriores, se estima que este valor de la ALE está sobrestimado.

Respecto a la evolución de la ALE, es de interés el valor obtenido en el Holoceno temprano (10000 a 5000 años A.P.), donde la ALE se sitúa en los 2300 m s.n.m. lo cual indicaría que los glaciares del volcán Villarrica tuvieron menos superficie que en la actualidad, debido a que la línea de equilibrio migró a mayores altitudes. Esto también fue documentado para la Patagónia donde GLASSER *et al.* (2004) estimó que los glaciares en el Holoceno temprano fueron más pequeños que en la actualidad.

9. CONCLUSIONES

El sistema glaciar del volcán Villarrica ha presentado una dinámica en concordancia con las fluctuaciones climáticas, lo cual se manifiesta en la evolución de las variables glaciológicas estudiadas. Desde el UMG hasta el presente, el espesor de hielo promedio se ha reducido de 290 a 58 m, el volumen de hielo en este mismo período se ha reducido en 173.93 km³, los cuales en equivalente en agua corresponden a 156.52 km³. La línea de equilibrio ha migrado en estos sistemas glaciares desde los 1000/1435 m s.n.m. en el UMG hasta los 2000 m s.n.m. actuales. Han existido estadios intermedios, los cuales quedan demostrados con la oscilación regional de la ALE durante el Holoceno y la evidencia geomorfológica de la PEH en el glaciar Pichillancahue.

A lo anterior se suma el análisis hipsométrico que demuestra la sensibilidad de este sistema glaciar a las fluctuaciones climáticas, tanto en el UMG, traducido en la pérdida de superficie en un corto periodo de tiempo, como en la actualidad con el retroceso del glaciar Pichillancahue durante el siglo XX (CASASSA *et al.*, 2004; RIVERA *et al.*, 2006).

La dinámica durante el UMG muestra una importante pérdida de superficie ocurrida en un corto periodo de tiempo. Las razones se deben al aumento de temperatura determinado por diversos registros y a la sensibilidad del sistema paleo-glaciar del volcán Villarrica, demostrado por la forma de la curva hipsométrica y sus características de espesor y pendiente. Esta dinámica hacen suponer la directa relación entre el retiro de los hielos y el incremento de la actividad volcánica (Ignimbrita Licán), ya que el valor de los espesores estimados en el volcán Villarrica son suficientes para generar cambios en la corteza, como ha sido documentado para Islandia (LICCIARDI *et al.*, 2007). Por otro lado los análisis físicos y litológicos demuestran la relación entre la

actividad volcánica y los glaciares (LOHMAR *et al.*, 2007). Por lo tanto se daría una triple relación entre glaciar/clima/volcán, donde las fluctuaciones climáticas se traducen en periodos de avance y retroceso glaciar. En caso de un proceso de deglaciación rápido como el ocurrido en el UMG en el volcán Villarrica, se podrían haber originado respuestas en la corteza debido al rebote isostático, lo cual originó el evento eruptivo asociado a la Ignimbrita Licán.

El análisis de las condiciones actuales permitió estimar el volumen de hielo actual de los glaciares del Villarrica ($1.58 \pm 0.63 \text{ km}^3$), información trascendental para evaluar disponibilidad de recursos hídricos y potencial de riesgo para la población. En el primer caso se plantea la importancia de la información referente al volumen equivalente de agua para proyectar la disponibilidad de recursos hídricos en el corto y mediano plazo y planificar obras relacionadas (por ejemplo embalses, infraestructura de riego y centrales hidroeléctricas). Se plantea el potencial de la aplicación de este modelo en glaciares localizados en cuencas con deficiencias de agua.

Por otro lado el riesgo por erupción del volcán y sus consecuencias debido a la vulnerabilidad del entorno y la peligrosidad del evento mismo, es crítico no sólo en el volcán Villarrica, sino que en gran parte del territorio chileno, por ello, esta información es trascendental para la construcción de obras públicas que mitiguen el probable efecto de lahares en los centros poblados. Respecto de la relación entre el retiro de los hielos y el aumento de la actividad volcánica en el volcán Villarrica, si bien los espesores actuales son de menor magnitud que los del UMG, se podría esperar algún tipo de respuesta de ocurrir alguna pérdida importante de superficie glaciar en respuesta al cambio climático debido a la sensibilidad de la actividad volcánica subglacial a cambios pequeños relativos de espesor de hielo (LICCIARDI *et al.*, 2007). En este contexto, es posible pensar que el cambio climático actual y sus consecuencias sobre glaciares

localizados sobre conos volcánicos podrían aumentar la probabilidad de eventos eruptivos.

Evidentemente que el integrar mayor cantidad de parámetros en este modelo podría entregar mayor precisiones que las que aquí se presentan, especialmente referente a las reconstrucciones del UMG, sin embargo ello implicaría integrar parámetros sin cuantificar en muchos casos, por lo que se utilizó un modelo simple donde se utilizaron datos disponibles.

La aplicación de estos modelos en otros sistemas glaciares puede ser de interés, por un lado, para cuantificar las masas del hielo del pasado, su real magnitud e incidencia en el entorno y por otro lado, cuantificar la magnitud actual de los glaciares, con fines de obtener estimaciones acerca de los recursos hídricos, proyectar el comportamiento glaciar frente al actual proceso de cambio climático y estimar el peligro natural asociado a volcanes y glaciares. La combinación de modelos, mediciones directas y el uso de técnicas de sensores remotos, permitirán un mayor conocimiento de los sistemas glaciares pasados, presentes y futuros.

10. REFERENCIAS

ACKERLY, S. 1989. Reconstructions of mountain glacier profiles northeastern United States. Geological Society of America Bulletin 101: 561 – 572.

AGETA, Y. 1998. Glaciers and water cycle. En Nakawo M. & N, Hayakawa (Eds) Snow and Ice Science in Hidrology. Ed. Institute for Hydrospheric-Atmospheric Science and United Nations Educational Scientific and Cultural Organization, Nagoya. pp 19 – 31.

ALLEN, J. 1970. Physical processes of sedimentation. Ed George Allen and Unwin Ltd. London. 248 pp.

ANDERSEN, B., G. DENTON, & T. LOWELL, 1999. Glacial geomorphologic maps of Llanquihue Drift in the area of the Southern Lake District Chile. Geografiska Annaler 81 A: 155 – 166.

ANDREWS, J. 2000. Dating glacial events and correlation to global climate change. En: Stratton-Noller J., J. Sowers & W. Lettis (Eds) Quaternary Geocronology, Methods and Applications. Ed. American Geophysical Union, Washington D.C. pp 447 – 455.

ANIYA, M. 1995. Holocene glacial chronology in Patagonia: Tyndall and Upsala glaciers. Arctic and Alpine Research 27: 311 – 322.

ANIYA, M. 1996. Holocene variations of Ameghino glacier, southern Patagonia. Holocene. 6: 247 – 252.

AUGUSTINUS, P., 1999. Reconstruction of the Bulgobac Glacial System, Pieman River Basin, Western Tasmania. *Australian Geographical Studies* 37(1): 24 – 36.

BENN, D & D. EVANS, 1998. *Glaciers & Glaciation*. Ed. Arnold, London. 734 pp.

BENN D. & C. CLAPPERTON. 2000. Pleistocene glaciotectionic landforms and sediments around central Magellan Strait, southernmost Chile: evidence for fast outlet glaciers with cold-based margins. *Quaternary Science Reviews* 19: 591 – 612.

BENNETT, K., S. HABERLE & S. LUMLEY. 2000. The last glacial-Holocene transition in southern Chile. *Science* 290: 325 – 328.

BENNETT, M. 2001. The morphology, structural evolution and significance of push moraines. *Earth-Sciences Reviews* 53: 197 – 236.

BENNETT, M. & N. GLASSER. 1996. *Glacial Geology. Ice sheets and landforms*. Ed. Wiley. Chichester. 364 pp.

BENTLEY, M. 1996. The role of lake in moraine formation, Chilean Lake District. *Earth Surface Processes and Landforms* 21: 493 – 507.

BOWN, F. & A. RIVERA. 2007. Climate changes and recent glacier behaviour in the Chilean Lake District. *Global and Planetary Change* 58: 79 – 86.

BROCK, B., A. RIVERA, G. CASASSA, F. BOWN & C. ACUÑA. 2007. The surface energy balance of an active ice – covered volcano: Villarrica volcano, southern Chile. *Annals of Glaciology* 45: 104 – 114.

CÁCERES, B., J. RAMÍREZ, B. FRANCOU, J.P. EISSEN, J.D. TAUPIN, E. JORDAN, L. UNGERECHTS, L. MAISINCHO, D. BARBA, E. CADIER, R. BUCHER, A. PEÑAFIEL, P. SAMANIEGO & P. MOTHES. 2004. Determinación del volumen del casquete de hielo del volcán Cotopaxi. Publicación del INAMHI (Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología), IRD (Institut de Recherche pour le Développement), IG-EPN (Instituto de Geofísica de la Escuela Politécnica Nacional) e INGEOMINAS (Instituto Colombiano de Geología y Minería). Ecuador. 54 pp.

CALDENIUS, C. 1932. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. *Geografiska Annaler* 14: 1 – 164.

CAPRA, L. 2006. Abrupt climatic changes as triggering mechanisms of massive volcanic collapses. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 155: 329 – 333.

CASASSA, G., C. ACUÑA, R. ZAMORA, E. SCHLIERMANN & A. RIVERA. 2004. Ice thickness and glacier retreat at Villarrica Volcano. En Lara, L. y J. Clavero (Eds) *Villarrica Volcano (39,5°S), Southern Andes, Chile*. *Sernageomin Boletín* 61: 53 – 60.

CLAPPERTON, C. 1991. Glacier fluctuations of the last glacial-interglacial cycle in the Andes of South America. *Bamberger Geographische Schriften* 11: 183 – 207.

CLAPPERTON, C., 1993. *Quaternary Geology and Geomorphology of South America*. Ed. Elsevier, Amsterdam. 779 pp.

CLAPPERTON, C. & D. SUGDEN. 1988. Holocene glacier fluctuations in South America and Antarctica. *Quaternary Science Review* 7: 185 - 198

CLAVERO, J. 1996. Ignimbritas andesítico-basálticas postglaciales del volcán Villarrica, Andes del Sur (39°25' S). (MSc thesis, Universidad de Chile, Santiago) 112 pp.

CLAVERO, J & H. MORENO. 1994. Ignimbritas Lican y Pucón: Evidencias de erupciones explosivas andesítico-basálticas postglaciales del volcán Villarrica, Andes del Sur, 39° 25'S. *Actas del VII Congreso Geológico Chileno, Concepción, Vol 1: 250 – 254.*

CLAVERO, J. 2003. Field guide volcán Villarrica. Symposium on mass balance of Andean glaciers and 1st mass balance workshop on Andean glaciers. Valdivia. 10 pp.

CLAVERO, J. & H. MORENO. 2004. Evolution of Villarrica Volcano. En Lara, L y J. Clavero (Eds) *Villarrica Volcano (39,5°S), Southern Andes, Chile. Sernageomin Boletín 61: 17 – 27*

CLAYTON, J., C. CLAPPERTON & J. ANTINAO-ROJAS. 1997. Las glaciaciones pleistocénicas en la cuenca del Lago Villarrica, Andes del Sur. *Actas del VIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Vol 1: 307 – 311.*

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

DENTON, G., C. HEUSSER, T. LOWELL, P. MORENO, B. ANDERSEN, L. HEUSSER, C. SCHLÜCHTER & D. MARCHANT. 1999b. Interhemispheric linkage of paleoclimate during the last glaciation. *Geografiska Annaler* 81 A: 107 – 153.

DGA (Dirección general de Aguas). 1987. Balance hídrico de Chile. Ministerio de Obras Públicas. Santiago. Chile: 59 pp.

EMBLETON, C. & C. KING. 1975. *Glacial Geomorphology* Vol. 1. Ed Edward Arnold, London. 573 pp.

FERRANDO, F. 2002. Las glaciaciones cuaternarias en Chile: Visión general. *Revista geográfica de Chile Terra Australis* 47: 129 – 165.

GARLEFF, K. 1993. Glaciación del Pleistoceno Medio a Superior al oeste del Lago Llanquihue. En Villagrán, C. (Ed). *Taller Internacional: El cuaternario de la Región de Los Lagos del sur de Chile. Guía de excursión*. Ed. Red Latinoamericana de Botánica. pp 66 – 74.

GAYTÁN, D., J. CLAVERO & A. RIVERA. 2005. Actividad eruptiva explosiva del volcán Villarrica, Andes del Sur (39,5°S), durante la Glaciación Llanquihue. *Actas del XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata, Tomo III*:

GLASSER, N., S. HARRISON, V. WINCHESTER & M. ANIYA. 2004. Late Pleistocene and Holocene paleoclimate and glacier fluctuations in Patagonia. *Global and Planetary Change* 43: 79 – 101.

GLASSER, N., K. JANSSON, S. HARRISON & A. RIVERA. 2005. Geomorphological evidence for variations of the North Patagonian Icefield during the Holocene. *Geomorphology* 71: 263 – 277.

GLASSER, N. & K. JANSSON. 2005. Fast – flowing outlet glaciers of the Last Glacial Maximum Patagonia Icefield. *Quaternary Research* 63: 206 – 211.

GONZALEZ-FERRÁN, O., 1995. *Volcanes de Chile*. Ed Instituto Geográfico Militar, Santiago. 635 pp.

HAJDAS, I., G. BONANI, P. MORENO & D. ARIZTEGUI. 2003. Precise radiocarbon dating of Late-Glacial cooling in mid-latitude South America. *Quaternary Research* 59: 70 – 78

HAUSER, A. 1993. Remociones en masa en Chile. *Sernageomin Boletín* 45. Santiago. 75 pp.

HEUSSER, C. & S. STREETER. 1980. A temperature and precipitation record of the past 16.000 years in southern Chile. *Science* 210: 1345 – 1347.

HEUSSER, C., 1997. Deglacial setting of the southern Andes following the Last Glacial Maximum: A short review. *Anales del Instituto de la Patagonia, serie Cs. Naturales* 25 : 89 – 103.

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

HUBBARD, A., A. HEIN, M. KAPLAN, N. HULTON & N. GLASSER. 2005. A modelling reconstruction of the last glacial maximum ice sheet and its deglaciation in the vicinity of the Northern Patagonian Icefield, South America. *Geografiska Annaler* 87A: 375 – 391.

HULTON N., D. SUGDEN, A. PAYNE & C. CLAPPERTON. 1994. Glacier modeling and the climate of Patagonia during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Research* 42: 1 – 19

HULTON N., R. PURVES, R. McCULLOCH, D. SUGDEN & M. BENTLEY. 2002. The Last Glacial Maximum and deglaciation in southern South America. *Quaternary Science Review* 21: 233 - 241

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

KERR. A. & D. SUGDEN. 1994. The sensitivity of the southern Chilean snowline to climatic change. *Climatic Change* 28: 255 – 272.

KLOK, E. & J. OERLEMANS. 2003. Deriving historical equilibrium-line altitudes from a glacial length record by linear inverse modelling. *The Holocene* 13 (3): 343 – 351.

KULL C., M. GROSJEAN & H. VEITZ. 2000. Modeling modern and late Pleistocene glacio-climatological conditions in the north Chilean Andes (29° - 30° S). *Climatic Change* 52: 359 – 381.

LARA, A. & R. VILLALBA. 1993. A 3620-year temperature record from *Fitzroya cupressoides* tree rings in southern South America. *Science* 260: 1104 – 1106.

LARA A., A. WOŁODARSKY-FRANKE, J.C. ARAVENA, R. VILLALBA, M. SOLARI, L. PEZOA, A. RIVERA & C. LeQUESNE. 2005. Climate fluctuations derived from tree-rings and other Proxy-records in the Chilean Andes: State of the art and future prospects. En Huber, H., H. Gugman & M. Reasoner (Eds). Global Change and Mountain Regions - A State of Knowledge Overview. Advances in global change research, The Netherlands: 145 – 159.

LARA, L. 1997. Geología y geoquímica del Volcán Lanín (39.5° S / 71.5° W) Andes del Sur, IX Región Chile (MSc tesis, Universidad de Chile, Santiago).

LAUGENIE, C. 1971. Elementos de la cronología glacial de los Andes chilenos meridionales. Cuadernos Geográficos del Sur 1: 7 – 20.

LICCIARDI, J., M. KURZ & J. CURTICE. 2007. Glacial and volcanic history of Icelandic table mountains from cosmogenic ³He exposure ages. Quaternary Science Reviews 26: 1529 – 1546.

LLIBOUTRY, L., 1956. Nieves y Glaciares de Chile. Fundamentos de Glaciología. Ed. Universidad de Chile, Santiago. 471 pp.

LOHMAR, S., C. ROBIN, A. GOURGAUD, J. CLAVERO, M. PARADA, H. MORENO, O. ERSOY, L. LÓPEZ-ESCOBAR & J. NARANJO. 2007. Evidence of magma-water interaction during the 13.800 BP explosive cycle of the Licán Ignimbrite, Villarrica volcano (southern Chile). Revista Geológica de Chile 34 (2): 233 – 247.

LUCKMAN, B. & R. VILLALABA. 2001. Assessing the synchronicity of glacier fluctuations in the western cordillera of the Americas during the last millenium.

En: Markgraf, V. (Ed), Interhemispheric Climate Linkages. Ed. Academic Press, London, pp 119 – 140.

MACLENNAN, J., M. JULL, D. MCKENZIE, L. SLATER & K. GRÖNVOLD. 2002. The link between volcanism and deglaciation in Iceland. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 3 (11), 1062, DOI 10.1029/2001GC00282.

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

MAYER, C. & M. SIEGERT. 2000. Numerical modelling of ice-sheet dynamics across the Vostok subglacial lake, central East Antarctica. *Journal of Glaciology* 46 (153): 197 – 205.

McCULLOCH, R, M. BENTLEY, R. PURVES, N. HULTON, D. SUGDEN & C. CLAPPERTON. 2000. Climatic inferences from glacial and paleoecological evidence at the last glacial termination, southern South America. *Journal of Quaternary Science*, 15 (4): 409 – 417.

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

MORENO, H. 1987. Problemas de riesgo volcánico en Los Andes del sur de Chile. *CIAF* Vol. 11 (1 – 3).

MORENO, H. 1993. Volcán Villarrica, geología y evaluación del riesgo, Regiones IX y X, 39°25´S. Informe final Proyecto Fondecyt N° 1247: 112 pp.

MORENO, H., J. CLAVERO & L. LARA. 1994. Actividad explosiva postglacial del volcán Villarrica, Andes del Sur (39° 25`S). Actas del VII Congreso Geológico Chileno, Concepción, Vol 1: 329 – 333.

MORENO, H. & J. CLAVERO. 2006. Geología del área del volcán Villarrica. Regiones de la Araucanía y de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile. Serie Geología Básica. Mapa escala 1:50000. Santiago.

MORENO, P., G. JACOBSON, B. ANDERSEN, T. LOWELL, & G. DENTON. 1999. Abrupt vegetation and climate changes during the last glacial maximum and the last Termination in the Chilean Lake District: A case study from Canal de la Puntilla (41°S). *Geografiska Annaler* 81 A: 285-311

MORENO, P., G. JACOBSON, T. LOWELL & G. DENTON. 2001. Interhemispheric climate links revealed by a late-glacial cooling episode in southern Chile. *Nature* 409: 804 – 808.

MORENO, P. 2002. Western Patagonia: A key area for understanding quaternary paleoclimate at southern mid-latitudes. En Casassa, G., F. Sepulveda & R. Sinclair (Eds). *The Patagonian Icefields. A unique natural laboratory for environmental and climate change studies*. Ed. Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York. pp 43 – 54.

MORNER, N. & C. SYLWAN. 1989. Magnetostratigraphy of the Patagonian moraine sequence al Lago Buenos Aires. *Journal of South American Earth Sciences* 2 (4): 385 – 389.

NAPIERALSKY, J., Y. LI & J. HARBOR. 2006. Comparing predicted and observed spatial boundaries of geologic phenomena: Automated Proximity and Conformity Analysis applied to ice sheet reconstructions. *Computers & Geosciences* 32: 124 – 134.

NESJE, A. 1992. Topographical effects on the equilibrium – line altitude on glaciers. *GeoJournal* 27: 383 – 391.

NOGAMI, M. 1976. Altitude of the modern snowline and Pleistocene snowline in the Andes. *Geographical Reports of the Tokyo Metropolitan University* 11: 71 – 86.

NYE, J. 1952. A method of calculating the thickness of the ice-sheets. *Nature* 169: 529 – 530.

OERLEMANS, J. 2001. *Glaciers and Climate Change*. Ed. A.A. Balkema Publishers. Amsterdam. 148 pp.

OSIPOV, E. 2004. Equilibrium-line altitudes on reconstructed LGM glaciers of the northwest Barguzinsky Ridge, Northern Baikal, Russia. *Paleogeography, Peleoclimatology, Paleoecology* 209: 219 – 226.

OSTREM, G., O. LIESTOL & B. WOLD. 1977. Glaciological investigations at Nigardsbreen, Norway. *Norsk geogr. Tidsskr* 37: 187 – 209.

OWEN, L. & D. BENN. 2005. Equilibrium-line altitudes of the Last Glacial Maximum for the Himalaya and Tibet: an assessment and evaluation of results. *Quaternary International* 138 – 139: 55 – 78.

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

PETIT, J., J. JOUZEL, D. RAYNAUD, N. BARKOV, J. BARNOLA, I. BASILE, M. BENDERS, J. CHAPPELLAZ, M. DAVIS, G. DELAYGUE, M. DELMOTTE, V. KOTLYAKOV, M. LEGRAND, V. LIPENKOV, C. LORIOUS, L. PÉPIN, C. RITZ, E. SALTZMAN & M. STIEVENARD. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399: 429 – 436.

PIERCE, K. 1979. History and dynamics of glaciation in the Northern Yellowstone National Park area. United States Geological Survey Professional Paper 729-F. 99 pp.

PORTER, P. 1981. Pleistocene glaciation in the southern Lake District of Chile. *Quaternary Research* 16: 263 – 292.

POST, A. & E. LACHAPELLE. 2000. *Glacier ice*. Ed. University of Washington Press/The International Glaciological Society. Seattle and Cambridge. 145 pp.

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. 2004. Mass balance investigations at Glaciar Chico, Southern Patagonia Icefields, Chile. (PhD thesis University of Bristol).

RIVERA, A., G. CASASSA, C. ACUÑA & H. LANGE, 2000. Variaciones recientes de glaciares en Chile. *Revista Investigaciones Geográficas* 34: 25 – 52.

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

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

RIVERA, A. & G. CASASSA. 2002. Ice thickness measurements on the Southern Patagonia Icefield. En Casassa, G., F. Sepulveda & R. Sinclair (Eds). *The Patagonian Icefields. A unique natural laboratory for environmental and climate change studies*. Ed. Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York. pp 101 – 115.

RIVERA, A., F. BOWN, R. MELLA, J. WENDT, G. CASASSA, C. ACUÑA, E. RIGNOT, J. CLAVERO & B. BROCK 2006. Ice volumetric changes on active volcanoes in Southern Chile. *Annals of Glaciology* 43: 111 - 122.

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

SCHILLING, D. & J. HOLLIN. 1981. Numerical reconstructions of valley glaciers and small ice caps. In: Denton, G. & T. Hughes (Ed), *The Last Great Ice Age*. Ed. Wiley. New York, pp 207 – 220.

SIEGERT, M. 2001. *Ice sheets and late quaternary environmental change*. Ed. John Wiley & Sons. Chichester. 248 pp.

SIGVALDASON, G., K. ANNERTZ & M. NILSSON. 1992. Effect of glacier loading/deloading on volcanism: postglacial volcanic production rate of the Dyngjufjöll area, central Iceland. *Bulletin of Volcanology* 54: 385 – 392.

STOKES, C. & C. CLARK. 2001. Palaeo-ice streams. *Quaternary Science Reviews* 20: 1437 – 1457.

SUGDEN, D., N. HULTON & R. PURVES. 2002. Modelling the inception of the Patagonian icesheet. *Quaternary International* 95-96: 55 – 64

SUGDEN, D., M. BENTLEY, C. FOGWILL, N. HULTON, R. McCULLOCH & R. PURVES. 2005. Late-glacial glacier events in southernmost South America: A blend of “northern” and “southern” hemispheric climatic signals?. *Geografiska Annaler* 87A: 273 – 288.

TURNER, K., C. FOGWILL, R. McCULLOCH & D. SUGDEN. 2005. Deglaciation of the eastern flank of the North Patagonian Icefield and associated continental-scale lake diversions. *Geografiska Annaler* 87A: 363 – 374.

VIEIRA, G. *in press*. Combined numerical and geomorphological reconstruction of the Serra da Estrela plateau icefield, Portugal. *Geomorphology*.

VILLAGRÁN, C., J. VARELA, H. FUENZALIDA, H. VEIT, J. ARMESTO & J. ARAVENA. 1993. Antecedentes geomorfológicos y vegetacionales para el análisis del Cuaternario de la Región de los Lagos de Chile. In Villagrán, C. (Ed). *Taller Internacional: El cuaternario de la Región de Los Lagos del sur de Chile. Guía de excursión*. Ed. Red Latinoamericana de Botánica. pp 1 – 50.

VILLALBA, R., J. LEIVA, S. RUBULLS, J. SUAREZ & L. LENZANO. 1990. Climate, tree-ring and glacial fluctuations in the río Frias valley, río Negro, Argentina. *Arctic and Alpine Research* 22 (3): 215 – 232.

VIVAS, L. 1984. *El Cuaternario*. Ed. La Imprenta. Mérida.

WARREN, C. 1991. Terminal environment, topographic control and fluctuations of Western Greenland glaciers. *Boreas* 20: 1 – 15.

WEISCHET, W. 1964. Geomorfología glacial de la Región de los Lagos. *Revista Comunicaciones* 4: 1 – 36.

WENZENS, G. 2003. Comment on: "The Last Glacial Maximum and deglaciation in southern South America" por Hulton, N., R. Purves, R. McCulloch, D. Sugden & M. Bentley (*Quaternary Science Reviews*, 21(2002) 233 – 241). – *Quaternary Science Review* 22 (5): 751 – 754.

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