



REPÚBLICA DE CHILE
MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS
DIRECCION GENERAL DE AGUAS

**BASES PARA OBTENER UN BALANCE
GLACIOLOGICO E HIDRICO DEL GLACIAR
NEF, CAMPO DE HIELO NORTE**

VOLUMEN I

REALIZADO POR:

CENTRO DE ESTUDIOS CIENTIFICOS

S.I.T. N° 166

Santiago, Diciembre del 2008

MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS

Ministro de Obras Públicas, Transportes y Telecomunicaciones
Ingeniero Civil Industrial Sr. Sergio Bitar C.

Director General de Aguas
Abogado Sr. Rodrigo Weisner L.

Jefe de Unidad de Glaciología y Nieves
Geógrafo Sr. Gonzalo Barcaza S.

Inspector Fiscal
Ingeniero Civil Sr. Fernando Escobar C.

CENTRO DE ESTUDIOS CIENTIFICOS

Jefe de Proyecto
Dr. Andrés Rivera I.

Profesionales

Dr. Gino Casassa R. (Coordinador)
Dra. Paulina López A.

ACCION DE APOYO

**"Balance Glaciológico e Hídrico del Glaciar Nef, Campo de Hielo Norte, y
Catastro de Glaciares de Algunas Cuencas de la Zona Central y Sur del
País"**

VOLUMEN I

**"BASES PARA OBTENER UN BALANCE
GLACIOLÓGICO E HÍDRICO DEL GLACIAR NEF,
CAMPO DE HIELO NORTE"**

ORGANISMO RESPONSABLE:

CENTRO DE ESTUDIOS CIENTIFICOS (CECS)

TABLA DE CONTENIDOS

RESUMEN	3
ABSTRACT	4
1 INTRODUCCION.....	5
1.1 Hipótesis de trabajo y objetivo	7
1.1.1 Hipótesis	7
1.1.2 Objetivos.....	7
1.1.2.1 Objetivo general	7
1.1.2.2 Objetivos específicos.....	7
2 GLACIAR NEF	9
2.1 Localización y descripción	9
2.2 Sistema de Información Geográfica (SIG)	10
3 MEDICIONES DE ALTIMETRIA LASER	16
3.1 Mediciones de altimetría láser de fin de la estación de verano 2007 - 2008.....	16
3.1.1 Levantamiento de datos.....	17
3.1.2 Instrumentos	18
3.1.3 Procesamiento.....	18
4 MEDICIONES GLACIOLOGICAS	20
4.1 Instalación de balizas en la zona de ablación	21
4.2 Mediciones de densidad de nieve	28
5 MEDICIONES HIDROLOGICAS	29
5.1 Inspección de la estación limnigráfica y recopilación de datos.....	29
5.2 Balance de la campaña	30
6 BALANCE DE MASA DEL GLACIAR NEF	32
6.1 Definición de balance de masa	32
6.2 Métodos para la estimación del balance de masa	33
6.3 Modelos Digitales de Elevación obtenidos con altimetría láser.....	35
6.3.1 Modelo Digital de Elevación obtenido para el 27 de Mayo 2008.....	35
6.3.2 Modelo Digital de Elevación obtenido para el 13 de Octubre 2008	35
6.4 Cálculo del balance de masa en el glaciar Nef	36
6.4.1 Localización de la línea de nieve en cada uno de los MDE	36
6.4.2 Diferencia de espesor del glaciar.....	39
6.4.3 Estimación de la densidad de nieve y hielo.....	39
6.4.4 Cálculo del balance masa invernal	41
7 BALANCE HIDRICO DE LA CUENCA DEL RIO NEF	48

7.1	La cuenca del río Nef.....	49
7.2	Definición de balance hídrico.....	49
7.3	Datos disponibles en el río Nef	52
7.3.1	Datos hidrológicos.....	53
7.3.1.1	Caudal de las cuencas Desagüe Lago Bertrand (D.L. Bertrand) y Angostura Chacabuco (A. Chacabuco).....	53
7.3.2	Nivel de agua y descarga en la estación hidrológica del río Nef.....	53
7.3.3	Datos meteorológicos (precipitación y temperatura).....	54
7.4	Análisis hidro-meteorológico	54
7.4.1	Reconstrucción del caudal del río Nef.....	54
7.4.2	Análisis hidro-climático	58
7.4.2.1	Río Nef en confluencia Nef - Baker	58
7.4.2.2	Río Nef en estación limnigráfica.....	59
8	BASES PARA UNA MODELACION HIDROLOGICA EN LA CUENCA DEL RIO NEF	62
8.1	Definición de modelación hidrológica	62
8.2	Ejemplos de modelación hidrológica en otras cuencas glaciares del mundo	66
8.3	El modelo hidrológico HYDRA	67
8.3.1	Descripción general.....	67
8.3.2	Datos de entrada necesarios para la aplicación del modelo HYDRA en la cuenca del río Nef.....	68
8.3.2.1	Datos del medio (o entradas geomorfológicas)	68
8.3.2.2	Datos climáticos	69
8.3.2.3	Datos del medio glaciar (o entrada de datos glaciológicos)	72
9	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	72
9.1	Conclusiones.....	72
9.2	Recomendaciones	73
	REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.....	75
	ANEXO 1: MDE del 27 de Mayo 2008	81
	ANEXO 2: MDE del 13 de Octubre 2008.....	82
	INDICE DE FIGURAS.....	83
	INDICE DE TABLAS.....	87

RESUMEN

Los glaciares de Campo de Hielo Norte (CHN), al igual que la mayoría de los glaciares de la zona austral de Chile, han presentado un adelgazamiento y un retroceso significativo durante las últimas décadas. La pérdida de masa de dichos glaciares tiene repercusiones importantes sobre la disponibilidad de los recursos hídricos, los cuales se espera que aumenten en el corto plazo, pero finalmente presenten una disminución sostenida si las tendencias de calentamiento atmosférico continúan a futuro.

Para estimar la pérdida de masa glaciar en los glaciares de la Patagonia y su impacto sobre los recursos hídricos, es necesario realizar mediciones en terreno que están limitadas por el difícil acceso a la mayoría de los glaciares de CHN y por las condiciones climáticas extremas que allí imperan. Teniendo en cuenta dichas dificultades, se seleccionó el glaciar Nef, un efluente oriental del CHN (47°06' S y 73°11' O) de un largo de 32 km, un ancho de 3 km en su frente y un área de 138 km². La línea de equilibrio del glaciar Nef se ubica a cota 1350 m. El estudio glaciológico e hídrico de detalle del glaciar Nef permitirá establecer las bases para un posterior cálculo del balance glaciológico anual, el balance hídrico del río Nef y un modelación hidrológico de la cuenca.

El estudio glaciológico contempló el cálculo de diferencias de espesor por altimetría láser, la instalación de balizas en la zona de ablación del glaciar, y la medición de la densidad de la nieve a 1140 m snm. Como resultado se obtuvo para el período 27 mayo-13 octubre 2008, en la zona ubicada entre la línea de nieve de octubre 2008 (correspondiente a una cota de 960 m) y la cota de 1712 m en la zona de acumulación, un engrosamiento promedio de +3,2 m, con un valor mínimo de -16,2 m y un valor máximo de +15,3 m. El valor promedio de 3,2 m resulta en un valor de 1,6 m equivalente en agua (e.a.) considerando una densidad de la nieve de 507 kg/m³ a partir de mediciones efectuadas en terreno. En la zona baja del glaciar, entre la cota 960 m y el frente (cota 466 m) el engrosamiento promedio fue de +3,4 m, con un valor mínimo de -27,0 m y un valor máximo de +33,0 m. Considerando una densidad del hielo de 900 kg/m³, el balance de masa en la zona baja del glaciar en el mismo período fue entonces de 3,1 m e.a.

El estudio hidrológico consideró la estimación del caudal del río Nef en una estación hidrológica ubicada 12 km aguas abajo del frente del glaciar, a través de la construcción de una curva de descarga utilizando un método indirecto, donde se relaciona el caudal de las estaciones fluviométricas Desagüe Lago Bertrand y Angostura Chacabuco y el nivel de agua medido en la estación hidrológica del río Nef. La relación del caudal con la precipitación y la temperatura indica que al menos cualitativamente los resultados obtenidos a través de este método representan adecuadamente la evolución estacional del río Nef. El estudio hidrológico contempló a su vez una campaña de aforo, midiendo un caudal de 88,4 m³/s, y la recopilación de datos de precipitación. Durante la campaña de terreno se constató el robo del panel solar, la batería que alimentaba el data logger del limnógrafo y el sensor de temperatura del aire. Adicionalmente fue alterado el pluviómetro. Como producto de lo anterior los datos de nivel de agua y temperatura del aire desde enero 2008 no pudieron ser recopilados, como tampoco datos fiables de precipitación. En consecuencia no se pudo calcular el balance hídrico del año 2008 debido a la carencia de datos.

A futuro la obtención de series de datos completas y de buena calidad permitirá realizar una modelación hidrológica. Se recomienda la aplicación de por lo menos dos modelos hidrológicos, del tipo distribuidos o semi-distribuidos, de modo de evaluar su adaptación a la cuenca del río Nef.

ABSTRACT

Glaciers of the south of Chile, including those of the Northern Patagonia Icefield (NPI), have been retreating and thinning significantly during the last decades. The ice mass loss of these glaciers has important consequences for the availability of water resources. In the short term, the water runoff originating from glacier basins should increase, but if the warming trends continue in the future, glacier runoff will inevitably decrease.

In order to estimate the mass loss of the Patagonian glaciers and its impact on the water resources, it is necessary to perform field measurements which are limited by the difficult access to the majority of the glaciers in Patagonia and the extreme climatic conditions. Taking into account those difficulties, Nef glacier (138 km²) has been chosen for performing a detailed glaciological study. Nef glacier is located on the eastern side of the NPI (47°06' S y 73°11' W), with a length of 32 km, a width of 3 km and an equilibrium line altitude of 1350 m. The glaciological and hydrological studies at Nef glacier will allow to establish a robust basis for a future estimation of the annual mass balance, the hydrological balance of Nef river and the hydrological modelling of the Nef river basin.

The mass balance reported here considers the estimation of the ice thickness changes measured by means of repeat laser altimetry, the installation of stakes on the lower ablation zone and the measurement of the snow density on the upper ablation zone of the glacier. A mean thickening of +3.2 m (with a minimum value of -16.2 m and a maximum value of + 15.3 m) was obtained for the period 27th – 13th October 2008, for the area located between the snow line of October 2008 (corresponding to an elevation of 960 m) and a maximum altitude of 1712 m in the accumulation zone,. The 3.2 m value corresponds to 1.6 m of water equivalent (w.e.) taking into account a snow density of 507 kg/m³ estimated in the field. For the lower area of the glacier, between 960 m and the glacier front (466 m), the mean thickening was +3.4 m (with a minimum value of -27.0 m and a maximum value of +33.0 m). Taking into account an ice density of 900 kg/m³, the mass balance of the lower portion of the glacier during the same period was 3.1 m w.e.

The hydrological study considered the estimation of the runoff of Nef River at a station located 12 km downstream from the glacier's front. Runoff was estimated directly by water level and flow measurements, constructing a corresponding drainage curve. Runoff at Nef River was also estimated indirectly based on the runoff of Baker River at Desagüe Lago Bertrand and Angostura Chacabuco stations, located farther downstream. The relation between the runoff and the climatic variables (precipitation and temperature) indicates that, at least qualitatively, the results obtained by means of the indirect hydrological method, represents adequately the intra-annual evolution of the Nef River flow.

The hydrological study included a field campaign where a runoff of 88.4 m³/s was measured and precipitation data were collected. During the field campaign it was discovered that the following equipment had been stolen: the solar panel, the data logger battery of the limnigraph and the air temperature sensor. In addition, the pluviometer had been rotated. As a result, no data are presently available for 2008 for estimating water level, air temperature and precipitation, and thus the hydrological balance for 2008 could not be calculated.

In the future, the availability of complete and good quality data series at Nef basin should allow to perform a hydrological model. The application of at least two hydrological models (distributed or semi-distributed types) is recommended with the purpose of evaluating their performance at Nef River basin.

1 INTRODUCCION

A lo largo de la historia de la humanidad los cambios climáticos han modificado los paisajes y las actividades humanas. Desde los inicios de la era industrial (~1750), y por lo tanto, desde el inicio de la combustión masiva por el hombre de energías fósiles (carbón, gas, petróleo) estamos experimentando un considerable aumento de concentraciones de gases de efecto invernadero (GEI), incluyendo el dióxido de carbono (CO_2), en la atmósfera. La concentración creciente de GEI conduce a un forzamiento radiativo relevante del planeta. Según el último informe (2007) del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC en inglés) la temperatura de la superficie de la Tierra ha aumentado $+0,74^\circ\text{C}$ durante el siglo 20 (1906 – 2005), atribuido principalmente al efecto invernadero antrópico. En el futuro el IPCC (2007) predice que la temperatura global del planeta aumentará de $+1,1^\circ\text{C}$ a $+6,4^\circ\text{C}$ en 2090-2099 relativo al período 1980-1999 según los distintos escenarios y modelos utilizados.

Los efectos del calentamiento global son múltiples y a menudo ya perceptibles, particularmente en la criósfera, la que ha experimentado un retroceso generalizado y acelerado de las masas de hielo y nieve durante el último siglo, en especial desde fines de la década de 1970. El IPCC (2007) estima, por ejemplo, que entre 1993 y 2003 el ascenso del nivel del mar fue de $3,1 \pm 0,7$ mm/año, de los cuales $0,77 \pm 0,22$ mm/año se deben al derretimiento de los glaciares y casquetes de hielo, y $0,42 \pm 0,42$ mm/año al derretimiento de Groenlandia y Antártica. El saldo restante corresponde a la dilatación térmica del océano.

En nuestro país, a largo plazo, los problemas generados por el derretimiento de la criósfera se asociarán a una disminución de la disponibilidad de recursos hídricos provenientes de glaciares, particularmente en el período seco de verano, con potenciales efectos en el consumo de la población y el aprovisionamiento energético. En efecto, el 50% de la producción de electricidad en Chile ha provenido tradicionalmente de los recursos hídricos (Benítez, 1988) y este porcentaje debería crecer en el futuro debido a la carencia de otras fuentes de energía en la matriz energética de Chile. La estrategia de explotación de los recursos hidroeléctricos reposa en gran medida sobre los glaciares chilenos y los recursos hídricos provenientes de ellos, particularmente hacia fines del verano y durante años secos. En el extremo austral de Chile se concentran las masas de hielo temperado más grandes del hemisferio sur (Casassa et al.,

2007): se trata de Campo de Hielo Norte (CHN) con 4.197 km² (Rivera et al., 2007), Campo de Hielo Sur (CHS) con 13.000 km² (Aniya et al., 1996) el cual está compartido con Argentina, y la Cordillera Darwin (CD) en Tierra del Fuego con 2.300 km² (Lliboutry, 1998).

El estudio y la modelación hidro-climática de la zona austral de Chile están fuertemente limitados por la escasa disponibilidad de datos. Eso se ilustra en el informe sobre la variabilidad climática en Chile en los siglos 20 y 21 (Universidad de Chile, 2006), elaborado por el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile en Diciembre a solicitud de la Comisión Nacional del Medio Ambiente (CONAMA).

Por lo tanto, la realización de estudios basados en mediciones climáticas, hidrológicas y glaciológicas en la zona austral del país es de alta importancia. Dichos estudios requieren de un monitoreo en terreno que se ve obstaculizado por el difícil acceso a los glaciares de dicha zona y también por las severas condiciones climáticas que imperan. A partir de esta falta de datos glaciológicos surgió la iniciativa de escoger un glaciar de la zona austral del país para la realización de un estudio hidro-glaciológico.

El glaciar seleccionado corresponde al glaciar Nef, localizado en la zona Este de Campo de Hielo Norte. La selección del glaciar Nef se basa esencialmente en tres criterios: (i) es uno de los glaciares principales del CHN y su evolución durante los últimos 60 años ha sido semejante a aquella experimentada por la gran mayoría de los glaciares de CHN y CHS, (ii) el glaciar Nef genera recursos hídricos claves para la cuenca del río Baker, y por último (iii) se localiza en una zona relativamente accesible que permite su monitoreo en terreno.

En el presente informe final se presentan los resultados obtenidos del estudio realizado en el glaciar y río Nef que corresponden a:

- Antecedentes bibliográficos generales
- Trabajos de terreno realizados en el marco del presente estudio
- Revisión bibliográfica
- Elaboración de un Sistema de Información Geográfica (SIG) del área de estudio
- Descripción de las actividades desarrolladas en la primera campaña aérea al glaciar Nef."
- Modelos Digitales de Elevación obtenidos en las dos campañas aéreas realizadas el año 2008 (mayo y octubre)

- Cálculo del balance de masa invernal de 2008
- Información hidrológica y meteorológica recopilada
- Avance inicial de la preparación del balance hídrico y de la concepción del modelo hidrológico de la cuenca del río Nef
- Conclusiones y Recomendaciones

1.1 Hipótesis de trabajo y objetivo

1.1.1 Hipótesis

El presente balance de masa del glaciar Nef es negativo. En el corto plazo el caudal del río Nef que se origina en el glaciar del mismo nombre aumentará y a largo plazo comenzará a disminuir si la tendencia negativa del balance de masa se mantiene.

1.1.2 Objetivos

1.1.2.1 Objetivo general

Analizar los cambios de masa del glaciar Nef frente a las condiciones climáticas actuales e investigar acerca de las repercusiones de dichos cambios en los recursos hídricos que se originan en el glaciar.

1.1.2.2 Objetivos específicos

- Calcular el balance de masa glaciar del período de invierno a través de altimetría láser aerotransportada
- Calcular el balance hídrico actual de la cuenca glaciar basado en el caudal del río Nef y en la precipitación

- Proponer modelos hidrológicos que permitan proyectar los recursos hídricos de la cuenca del río Nef en base a datos hidrometeorológicos de los últimos 30 años

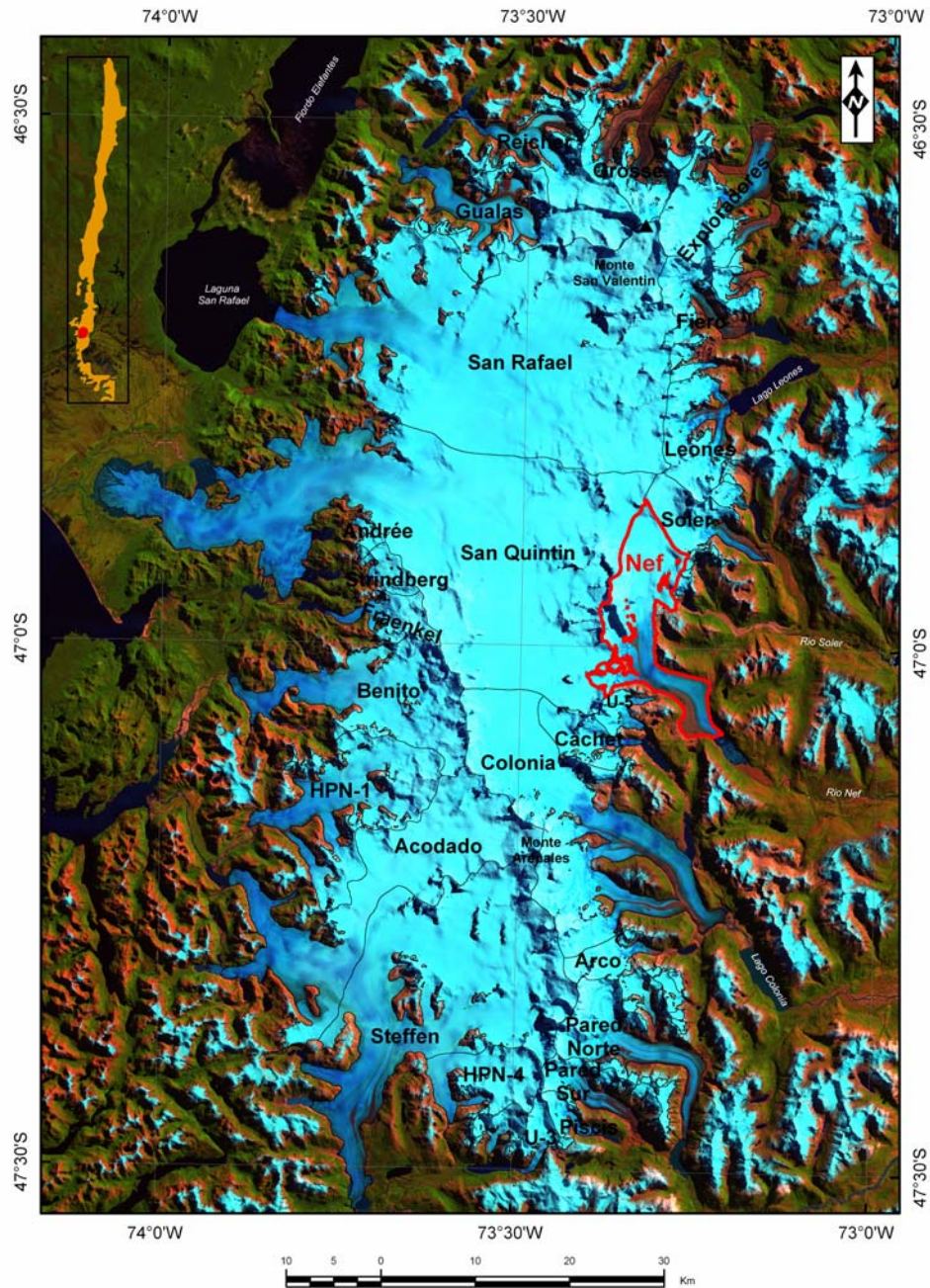


Figura 1. Campo de Hielo Norte. Imágen Landsat ETM+ (28,5 m), 11 de Marzo 2001.

2 GLACIAR NEF

2.1 Localización y descripción

El glaciar Nef (**Figura 1** y **Figura 2**) se localiza en el lado Este de CHN (47°06' S y 73° 11' O). Se trata de un glaciar de tipo temperado (está a la temperatura de fusión del hielo - 0°C a presión atmosférica - en toda su superficie) de 32 km de largo y con un ancho de aproximadamente 3 km en su frente (según la imagen ASTER del 27 de Febrero del año 2005). Posee una superficie total de 138 km² (Febrero 2005) y un AAR (razón entre el área de la zona de acumulación y su área total, o Accumulation Area Ratio en inglés) de 0.62 (Rivera et al., 2007) que corresponde al porcentaje de la zona de acumulación con respecto a la superficie total del glaciar.

El glaciar Nef fluye desde 2800 m s.n.m. de altura (punto culminante en la cumbre del cerro Largo) hasta 420 s.n.m. y termina en un lago proglacial llamado lago Nef. El frente del glaciar es de tipo desprenderte (*calving*) y de acuerdo a Warren et al. (2001) su frente posee una altura de aproximadamente 30 m sobre el nivel del lago.

La altitud de la línea de equilibrio del glaciar (o Equilibrium Line Altitude ELA, en inglés) fue estimada por Rivera et al. (2007) a 1183 m para el año hidrológico 2001 – 2002. Una altitud de 1350 m fue determinada por Rignot et al. (2003) para la ELA. Casassa (1987) estimó la línea de nieve a 1350 m a través de observaciones de terreno llevadas a cabo en Noviembre y Diciembre del año 1983. En la misma oportunidad Casassa calculó igualmente el espesor de hielo en varios perfiles de la zona de ablación y de la zona de acumulación del glaciar Nef usando mediciones gravimétricas, obteniendo valores máximos de 1000 +/- 250 m.

Para la zona de ablación del glaciar Nef, Rignot et al. (2003) calcularon un balance de masa de -0.56 ± 0.25 m/a para el período 1975-2000, basado en la comparación de modelos digitales de elevación (MDE) de 1975 (carta IGM 1:50,000) y 2000 (Shuttle Radar Topography Misión: SRTM). Un balance de masa promedio de -1.9 ± 0.97 m/a fue calculado por Rivera et al. (2007) para la zona de ablación del glaciar Nef basado en la comparación de MDE de 2001 (a partir de imágenes ASTER) y 1975 (IGM).

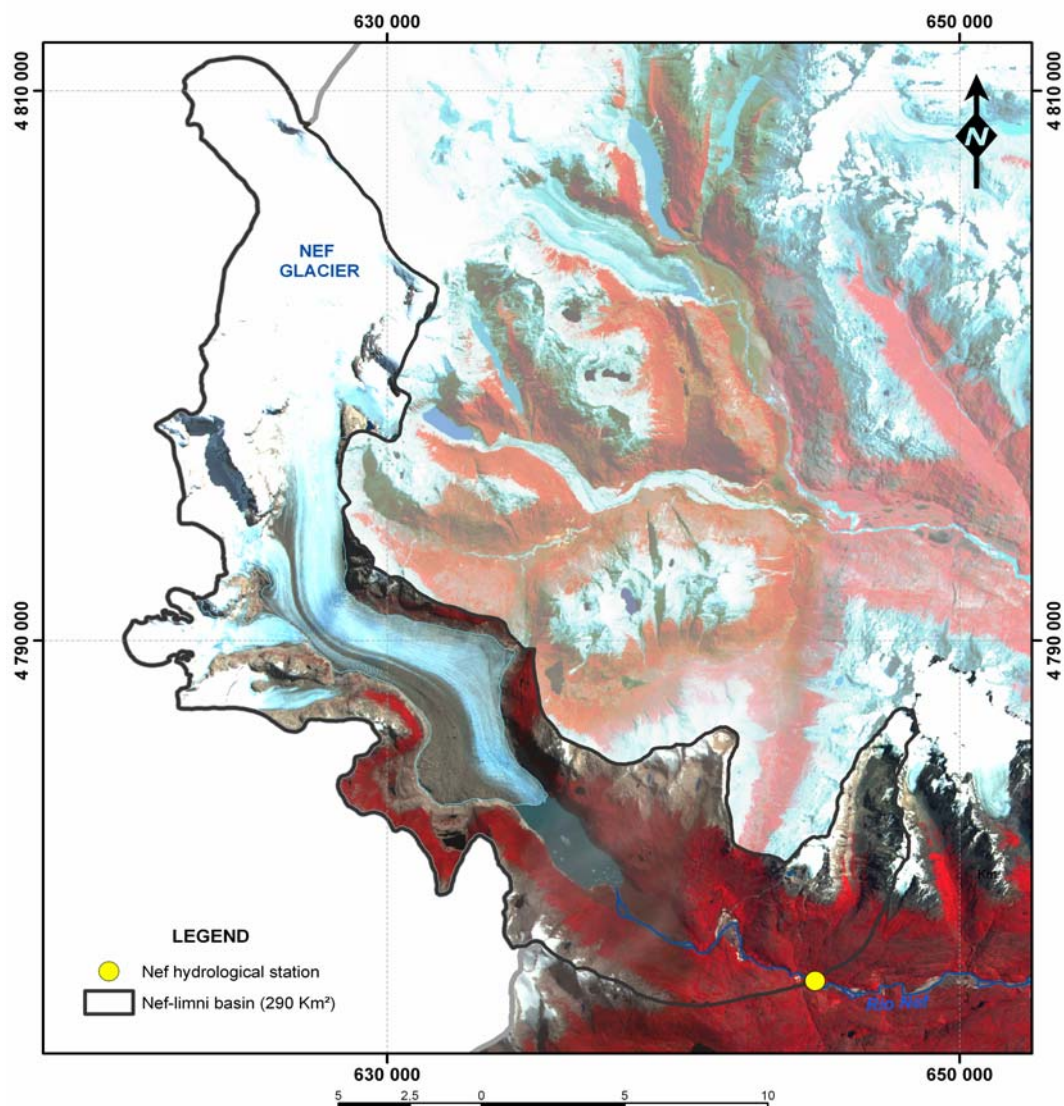


Figura 2. Localización del glaciar Nef. Imágen ASTER (15 m), 27 de Febrero 2005

2.2 Sistema de Información Geográfica (SIG)

El SIG elaborado para el estudio del glaciar Nef se compone de la siguiente información de base:

- Imágenes satelitales

Para la confección del SIG se utilizaron principalmente imágenes satelitales ASTER, Landsat y SPOT. Las fechas de adquisición que corresponden a cada una de ellas se detallan en la **Tabla 1**.

En una primera etapa del trabajo las imágenes satelitales fueron ortorectificadas, corregidas radiométricamente y georeferenciadas. Posteriormente se definió una composición falso color para cada una de ellas.

IMAGENES SATELITALES			
LANDSAT MSS	SPOT 2	LANDSAT ETM+	ASTER
22/01/1979	27/01/1999	11/03/2001	27/02/2005
09/02/1987			04/02/2008
02/26/1986			

Tabla 1. Imágenes satelitales utilizadas y sus respectivas fechas de adquisición

- Modelo Digital de Elevación (MDE)

El MDE obtenido del Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) (**Figura 3**) de Febrero del año 2000, fue utilizado para la ortorectificación de imágenes satelitales, para trazar las divisorias de cuencas y también para el cálculo de curvas de nivel. El MDE SRTM tiene una resolución horizontal de 90 x 90 m y una precisión vertical de aproximadamente 9 m (Farr et al., 2007).

Teniendo como base las imágenes satelitales y el MDE se pudo:

- Definir la divisoria de cuencas
- Realizar una clasificación espectral
- Calcular las curvas de nivel sobre el glaciar
- Actualizar cambios de superficie del glaciar hasta el año 2008.

- Definición de cuencas

La definición de cuencas se realizó para una zona más amplia que la definida por el glaciar y el río Nef. Esto se debe a que en una etapa posterior se utilizarán datos hidro-meteorológicos de dos estaciones (Desagüe Lago Bertrand y Angostura Chacabuco) representativas de la gran cuenca del Lago General Carrera. Las cuencas definidas se obtuvieron en base a un mosaico elaborado con imágenes SPOT de Enero del año 1999. Los resultados obtenidos se muestran en la **Figura 4**.

- Clasificación espectral

Para caracterizar la superficie del conjunto de cuencas definidas se aplicó el método de clasificación espectral de vecinos más cercanos. En la **Figura 5** se muestra el mapa temático obtenido. Tal como se puede observar, las superficies de nieve y hielo más importantes de la cuenca del río Baker provienen de la zona Este de CHN.

- Curvas de nivel

Se calcularon curvas de nivel a una equidistancia de 100 m (**Figura 6**) utilizando el MDE SRTM descrito anteriormente. Las curvas de nivel nos permiten tener información acerca de la topografía del glaciar y del valle del río Nef. También serán la base para la elaboración de una curva hipsométrica del glaciar.

- Cambios de superficie hasta Febrero 2008

Las imágenes satelitales Landsat MSS, Landsat ETM+ y ASTER fueron utilizadas para estimar variaciones de cambio de superficie del glaciar. Se estima que entre los años 1979 y 2008 el glaciar Nef perdió 5 km² de su frente. Entre el año 2005 y 2008 la pérdida fue solo de 0,2 km². Según Rivera et al. (2007) los glaciares Nef y Colonia son los glaciares orientales que han perdido más área de hielo de todo CHN, con reducciones de 7,9 km² (5,7%) y 9,1 km² (2,7%) respectivamente en el período 1979-2001.

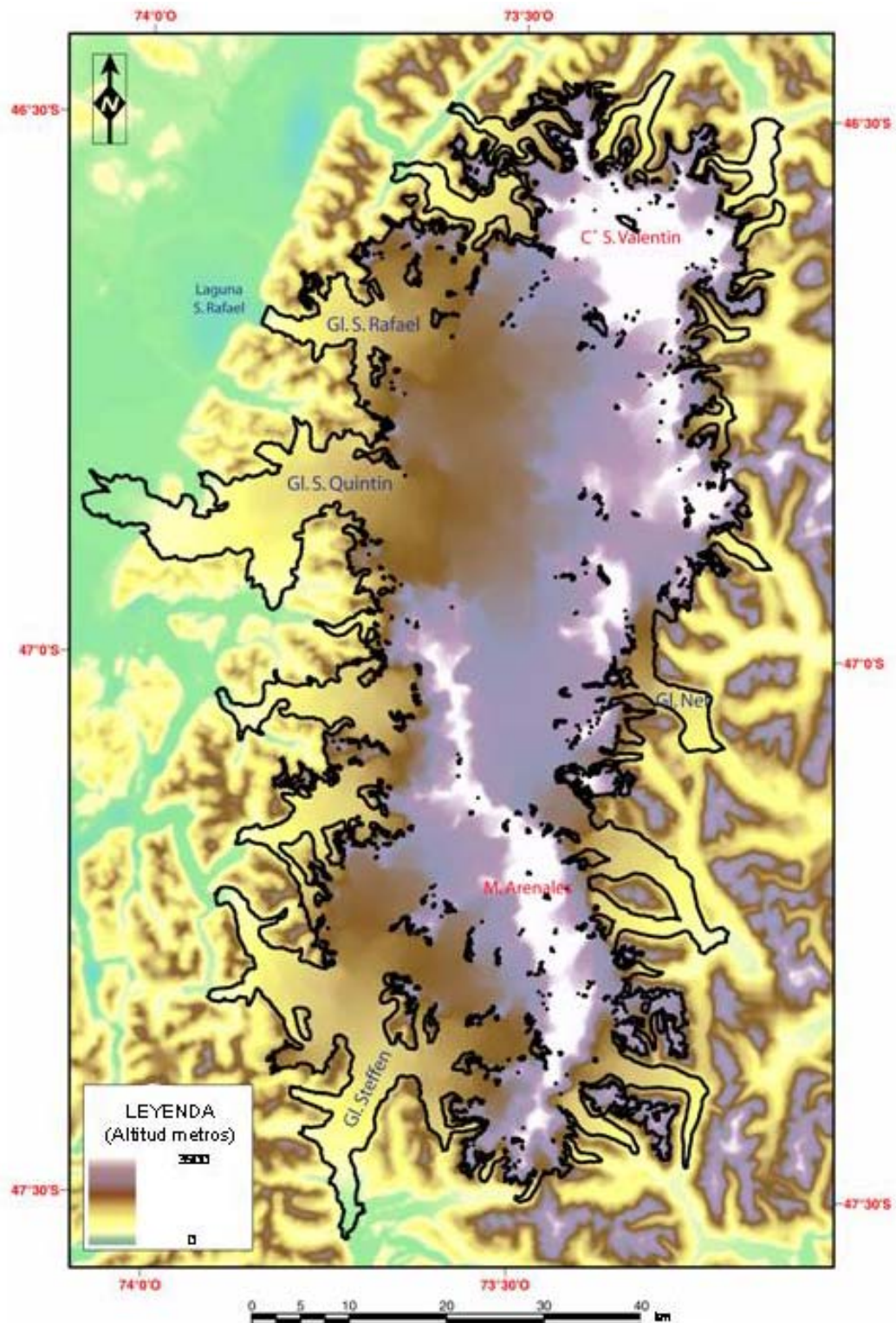


Figura 3. Modelo Digital de Elevación SRTM de CHN. El mapa de elevación está representado en la proyección UTM (zona 18) y el Datum WGS 1984.

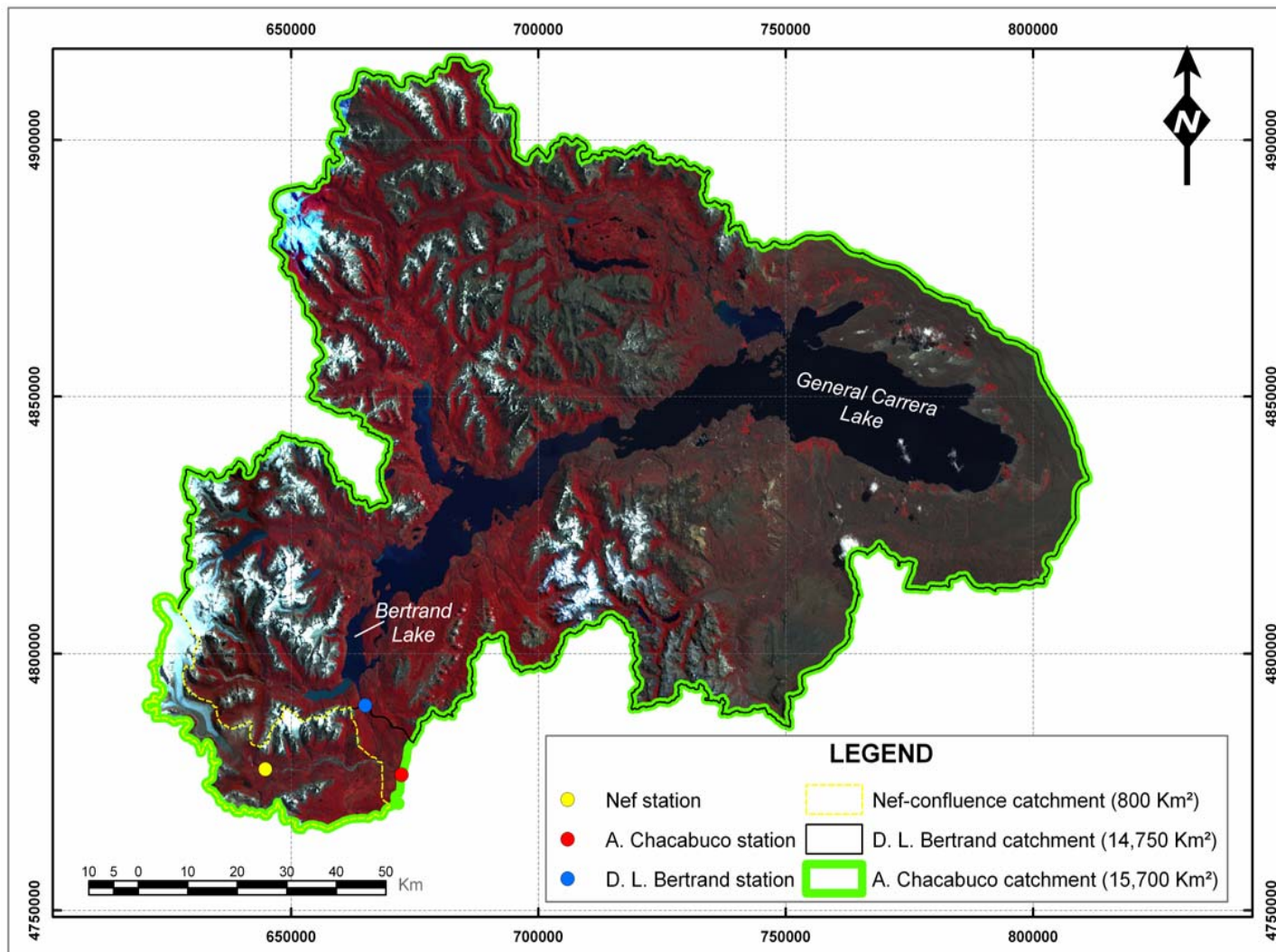


Figura 4. Delimitación de cuencas con imágenes SPOT del 27 Enero 1999.

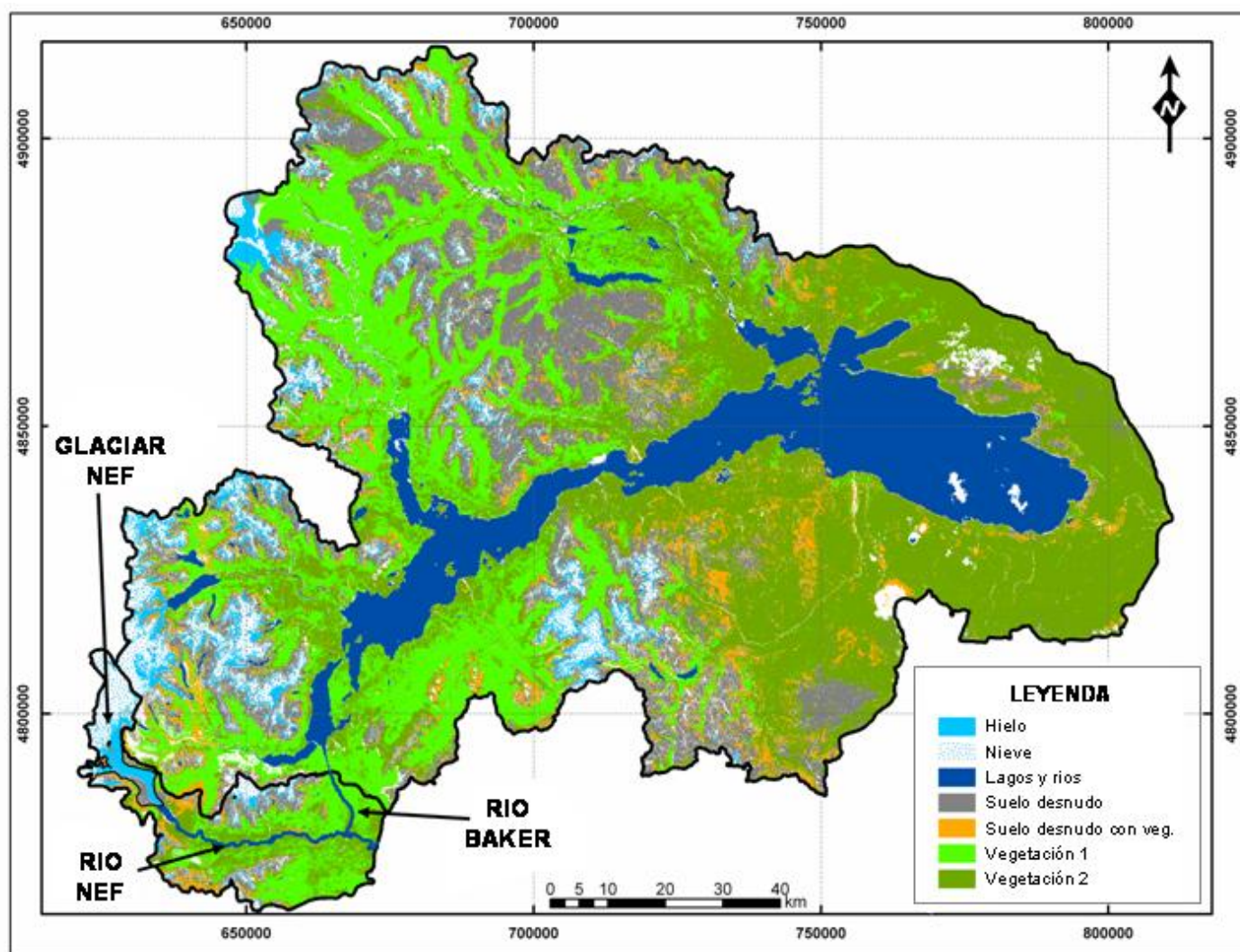


Figura 5. Mapa temático obtenido a través del método de clasificación espectral aplicado al mosaico de imágenes SPOT del 27 Enero 1999.

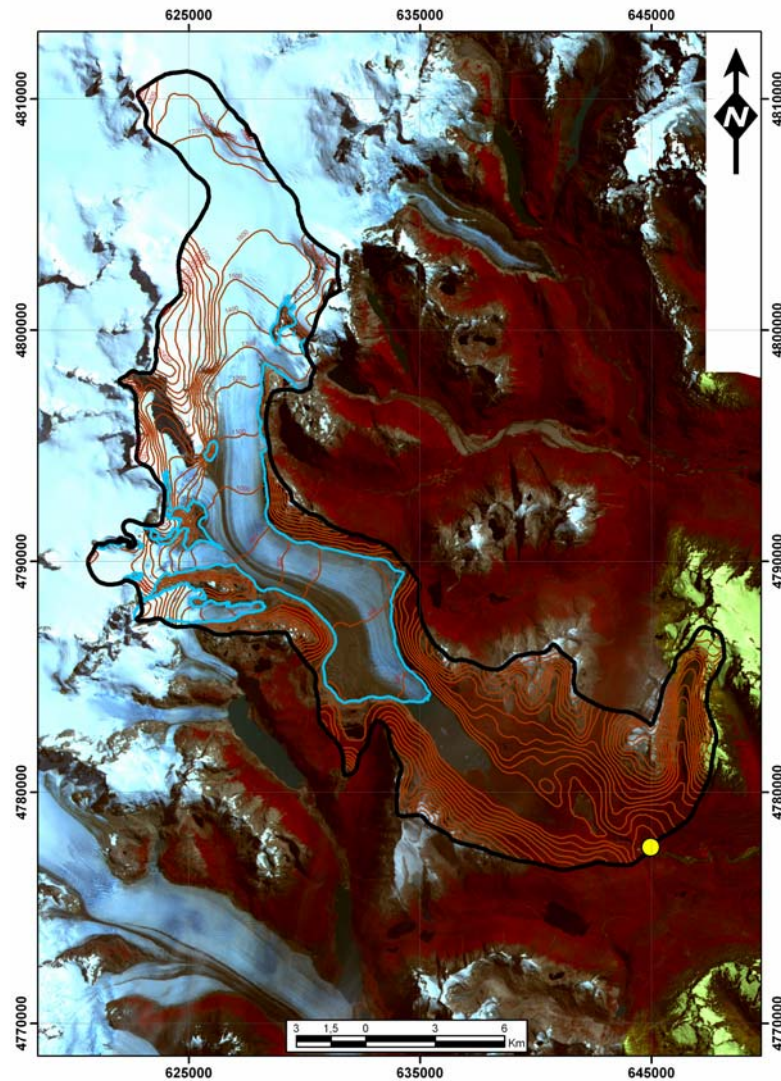


Figura 6. Curvas de nivel (equidistancia de 100 metros). El punto amarillo representa la localización de la estación limnigráfica.

3 MEDICIONES DE ALTIMETRIA LASER

3.1 Mediciones de altimetría láser de fin de la estación de verano 2007 - 2008

3.1.1 Levantamiento de datos

El 27 de Mayo de 2008 se efectuó un vuelo de medición con el CECS Airborne Mapping System (CAMS) (Wendt et al., 2008) en un helicóptero Ecureuil AS350 desde Cochrane al Glaciar Nef. Se realizaron dos perfiles longitudinales entre 440 y 1700 m s.n.m. y dos vueltas en el frente del glaciar (**Figura 7**).

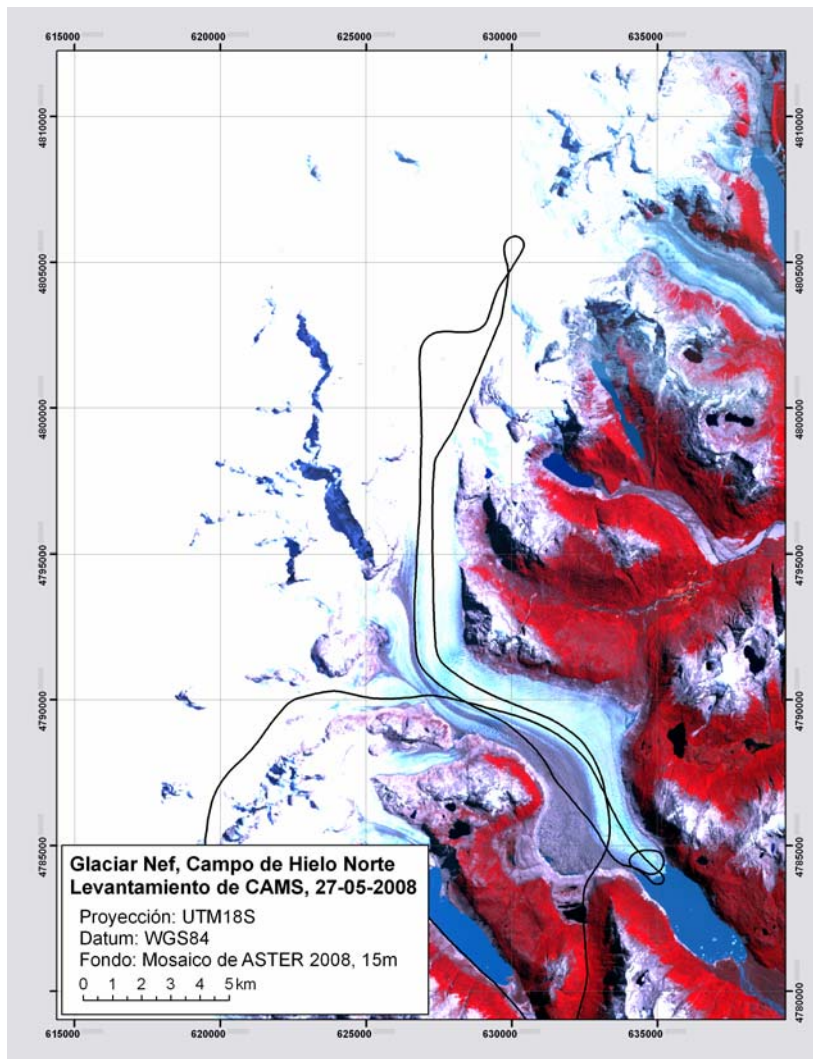


Figura 7. Líneas de vuelo en el Glaciar Nef realizadas el 27 de Mayo de 2008.

3.1.2 Instrumentos

El CAMS consiste en los siguientes componentes:

- Escáner láser RIEGL LMS-Q240-60 (longitud de onda 904 nm - infrarrojo cercano), tasa máxima de captura de datos 10 kHz, altura de vuelo sobre el terreno hasta 500 m, ángulo total de 60° en sentido perpendicular a la línea de vuelo; precisión vertical mejor a ± 20 mm).
- Sistema inercial de navegación (INS) IMAR iNAV-FMS AIRSURV (instrumento inercial que mide la actitud de la aeronave, incluyendo los ángulos de alabeo (roll), cabeceo (pitch) y guiñada (yaw), y las aceleraciones instantáneas en los tres ejes espaciales (x,y,z), tasa de muestreo 400 Hz, precisión en los ángulos $\sim 0.75^\circ/\text{hora}$)
- Receptor GPS Javad Legacy con antena modelo AvAnt (receptor de doble frecuencia, tasa de captura de datos 10 Hz)
- Cámara digital Canon EOS5D (cuadro completo, resolución 3k x 4k)

3.1.3 Procesamiento

El procesamiento de los datos se desarrolla en diferentes pasos. Después de respaldar todos los datos crudos, se analizó las mediciones de alta calidad de GPS cinemático en combinación con datos inerciales con el software Inertial Explorer v8.10/ iWP+. Los datos de GPS fueron procesados en modo diferencial con una base instalada temporalmente en Cochrane con una distancia máxima entre la base y el helicóptero de 65 km. La desviación estándar estimada de las posiciones cinemáticas, tanto para las componentes horizontales como para la altura, está en el rango de 0,1 m (**Figura 8**).

Los datos inerciales fueron procesados con el mismo software empleando la técnica de un filtro KALMAN, que es un método de estimación de parámetros mediante predicción con un modelo matemático de aproximación por mínimos cuadrados. El resultado de este primer

paso del procesamiento es la trayectoria del instrumento con alta precisión y una resolución temporal de 200 Hz.

Con esta trayectoria se transfirió la nube de puntos del sistema local del escáner láser al sistema de coordenadas geocéntricas para así obtener los puntos en la superficie. Esta transformación se realizó mediante un script programado en MATLAB. El post proceso de los datos se realizó con el software TerraSuite (módulos TerraScan, TerraModel, TerraFoto y TerraCalib) de la empresa finlandesa Terrasolid. El software permite la visualización de los datos para así obtener una primera apreciación acerca de su calidad. La **Figura 9** muestra un perfil glaciar de 40 m de longitud (desde la zona alta hacia la zona baja del glaciar) donde dos líneas de vuelo de la misma fecha (27 de Mayo 2008) se traslapan (líneas azul y fucsia en **Figura 9**). La dispersión vertical de los puntos refleja las ondulaciones naturales de la superficie del glaciar y alcanzan una amplitud máxima de 1.7 m en su zona alta.

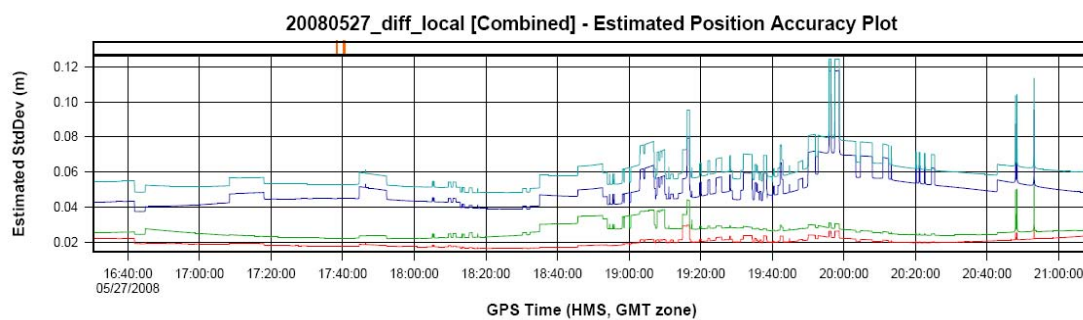


Figura 8. Desviación estándar estimada del procesamiento de GPS del vuelo del 27 de Mayo de 2008 (rojo: componente este, verde: componente norte, azul: altura, turquesa: ruta).

Como parte del procesamiento se realiza una clasificación de los datos que en el caso de sobrevuelos de glaciares es necesario solo para descartar valores erróneos. En el conjunto de datos del glaciar Nef no había valores atípicos extremos, sin embargo un análisis de puntos debajo de la superficie reveló la presencia de grietas con reflejos de profundidades superiores a los 20 metros. El modelo digital de elevación (DEM) representa la superficie del glaciar incluyendo dichas grietas.

El DEM se construyó mediante una triangulación (Triangular Irregular Network: TIN) de los puntos con una dimensión máxima de los lados de los triángulos de 30 m para evitar interpolar en áreas sin mediciones entre líneas de vuelos o zonas sin retornos debido a las

características de la superficie. A partir de la triangulación se calculó finalmente una malla de 5 m x 5 m para obtener una representación regular del DEM.

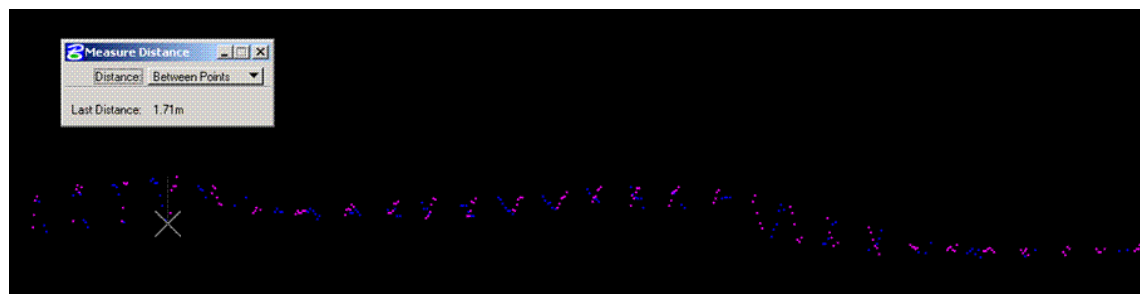


Figura 9. Perfil longitudinal del Glaciar Nef a partir de resultados láser de dos líneas de vuelo de la misma fecha (27 de Mayo 2008) en una zona de traslape. El eje Y representa la elevación y el eje X la distancia (40 m). Gráfico del software TerraSuite.

Posteriormente, el 13 de Octubre de 2008, se realizó un segundo vuelo con los mismos instrumentos y el mismo helicóptero. Además de la repetición de las líneas de vuelo de Mayo, las mediciones fueron extendidas en Octubre hasta una altura de 1950 m s.n.m. para lograr mejor cobertura en la zona alta de acumulación. Adicionalmente se realizó una vuelta sobre cada costado en la zona baja del glaciar para así poder evaluar la influencia del hielo de los márgenes del glaciar, que en ocasiones tiene mayor cantidad de sedimentos y por lo tanto menor albedo, y asimismo puede recibir menor cantidad de radiación solar debido al efecto de sombra de las montañas aledañas. El procesamiento de los datos de Octubre siguió el procedimiento detallado anteriormente para el vuelo de Mayo.

4 MEDICIONES GLACIOLOGICAS

Las mediciones glaciológicas consistieron en la instalación de balizas en la zona de ablación del glaciar Nef y mediciones de densidad de nieve en la parte alta de dicho glaciar. Tanto la instalación de balizas como las mediciones de densidad de nieve fueron realizadas por Paulina López y Guisella Gacitúa del Centro de Estudios Científicos.

9/11	Traslado de material y personal desde Coyhaique hasta Puerto Bertrand por Jonathan Leidich.
10/11	Salida desde Pto. Bertrand hacia el valle del río Soler pasando por el lago Plomo y llegando al campamento AGT 2 (o el Palomar) ubicado al norte del margen nororiental del glaciar Nef.
11/11	Instalación de balizas 1, 2. Regreso al campamento Nef Norte ubicado en el margen nororiental del glaciar Nef.
12/11	Instalación balizas 3, 4 y 5 y retorno a campamento El Palomar.
13/11	Ascenso por el valle del río Soler, campamento en el sector alto del valle.
14/11	Ascenso al glaciar Nef a través del paso denominado “Keyhole”. Mediciones de densidad de nieve en zona alta del glaciar Nef. Regreso al campamento El Palomar.
15/11	Retorno desde campamento El Palomar a Puerto Bertrand.
16/11	Regreso a Coyhaique. Traslado de personal y material por Jonathan Leidich.

Tabla 2. Itinerario campaña de terreno glaciológica efectuada al glaciar Nef en Noviembre de 2008.

Adicionalmente, se contó con el apoyo logístico de la empresa Patagonia Adventure Expeditions (www.adventurepatagonia.com), con participación de Jonathan Leidich, dueño de dicha empresa, y dos de sus colaboradores (Héctor Soto y Carlos Rangel) que actuaron como guías en terreno. Ambas actividades de terreno se realizaron en un período de 6 días entre el 9 y el 16 de noviembre del año 2008.

Para el traslado del personal se utilizaron diferentes medios de transporte (lancha y caballo) desde Puerto Bertrand hasta la zona de estudio (**Figura 10**). Una descripción general del itinerario se presenta en la **Tabla 2**.

4.1 Instalación de balizas en la zona de ablación

Se instalaron balizas en la zona de ablación del glaciar Nef con el objetivo de estimar la pérdida de masa del glaciar a través del método glaciológico clásico. De esta manera se podrá comparar el resultado obtenido a través de la altimetría láser y así poder validarlo. Es importante destacar que dicha comparación podrá ser realizada sólo al final del periodo de ablación (fin Marzo 2009). Por lo tanto, la validación del método será efectuada con un posterior vuelo de altimetría laser y no con los que se presentan en este informe.

Se utilizaron GPS geodésicos marca Javad (modelo Lexon GD). Se instaló una base fija sobre una roca en un punto con amplia visibilidad en el costado nororiente del glaciar frente a

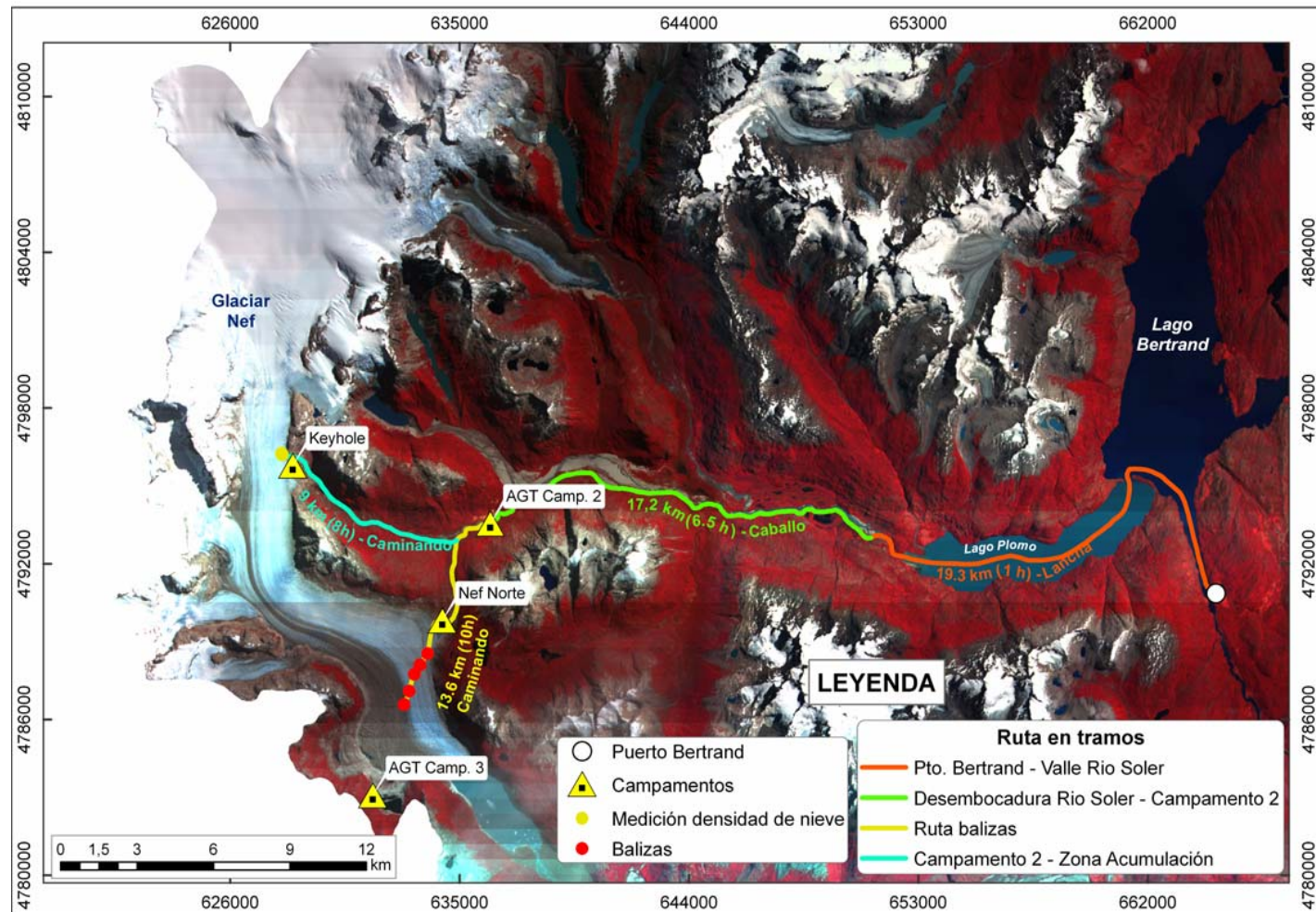


Figura 10. Rutas recorridas durante la campaña glaciológica. El AGT Camp 2 también recibe el nombre de Campamento El Palomar. Al AGT Camp 3 se le denomina Campamento Laguna Espejo.

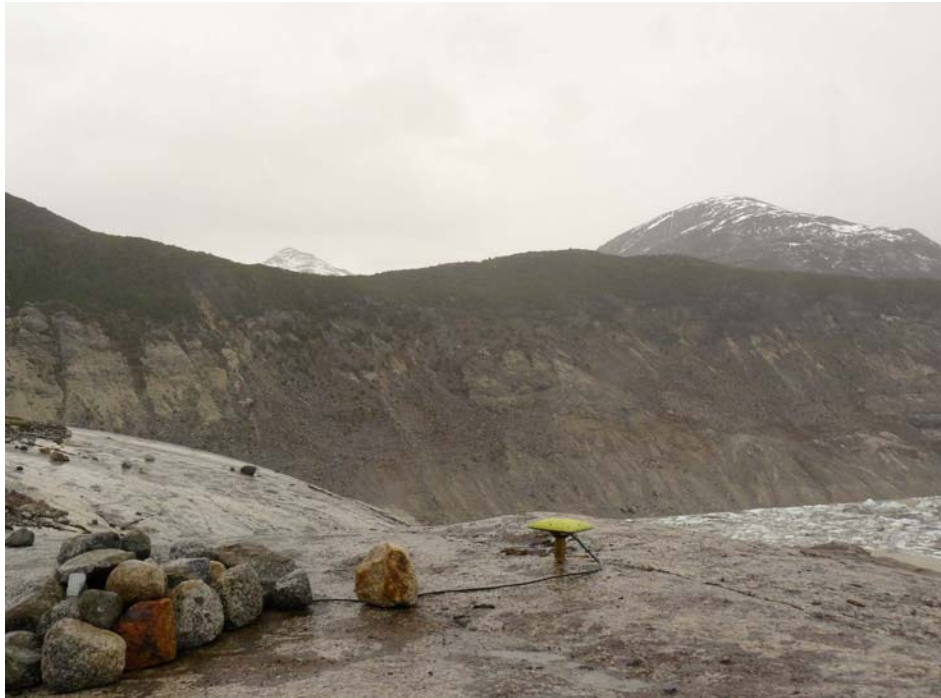


Figura 11. Estación Base GPS.



Figura 12. Medición estática de balizas.

la zona donde fueron enterradas las balizas (**Figura 11**), el cual servirá como referencia fija para futuras mediciones GPS. La base consistió en un receptor GPS configurado en modo estático y conectado a la antena sobre un tornillo fijado a la roca, que recibió señal de 7 u 8 satélites, registrando a intervalos de 5 segundos (**Figura 12**). Cada baliza se midió la posición por aproximadamente 30 minutos con otro GPS configurado con las mismas características, en el cual la antena fue fijada a la baliza por una base plástica. Ambos receptores fueron alimentados por baterías externas de 12 V. El procesamiento de los datos permite interpretar con alta precisión (mejor a 2 cm) la posición de los puntos medidos.

Se instalaron 5 balizas distribuidas a lo largo de un perfil transversal en la lengua del glaciar Nef (**Figura 10**). La localización de las balizas se determinó tomando en cuenta cuatro criterios:

- Localización en una zona representativa de la zona de ablación
- Ubicación en diferentes condiciones de superficie: hielo limpio y hielo cubierto con sedimentos
- Que incluyan la zona central y lateral del glaciar
- Localización en la ruta “Aysén Glaciar Trail” realizada regularmente por la empresa Patagonia Adventure Expeditions.

Las balizas instaladas son de 12 metros de largo cada una divididas en 8 secciones de 1,5 m. El material utilizado es PVC de de ½ pulgada de color blanco para evitar una fusión adicional a causa de la absorción mayor en balizas de otro color. Cada sección fue amarrada con una cuerda de polipropileno trenzada. El seccionamiento de cada baliza es necesario ya que permite no perder las balizas por ruptura a medida que el glaciar va perdiendo masa por ablación y la baliza emerge. Se necesitaron aproximadamente entre 2 y 2,5 horas para la instalación de cada baliza y un tiempo promedio de desplazamiento entre cada una de ellas de 30 minutos.

Las balizas fueron instaladas en una transecta transversal del glaciar de aproximadamente 6 km de longitud y la distancia entre cada baliza varió con el fin de respetar los criterios definidos anteriormente. En la **Tabla 3** se presentan las coordenadas UTM (WGS 84) de los puntos de instalación de cada baliza así como la altitud (s.n.m.).

<i>BALIZA</i>	<i>UTM ESTE</i>	<i>UTM NORTE</i>	<i>ALTITUD (m)</i>
1	633750,9	4788535,1	591,5
2	633448,9	4788102,9	597,3
3	633223,3	4787745,1	595,0
4	633029,7	4787093,9	582,6
5	632827,8	4786579,8	569,6

Tabla 3. Localización en coordenadas UTM de balizas.



Figura 13. Taladro para hielo Heucke

Para la instalación de las balizas se procedió primeramente a ubicar el punto, luego utilizando un taladro para hielo de vapor húmedo de fabricación Heucke de Alemania (**Figura 13**) se perforó en el punto seleccionado (**Figura 14** y **Figura 15**). El taladro para hielo utilizado fue proporcionado por el Centro de Estudios Científicos. El instrumento posee un estanque de agua de 4,5 litros que se calienta mediante un quemador de gas (mezcla butano-propano) lo que permite perforar durante una duración de 50 a 55 minutos aproximadamente antes que se consuma todo el agua. Posee una sonda (manguera) de 14,5 metros lo que limita a esa profundidad la instalación de las balizas.



Figura 14. Perforación para instalación de baliza N°1 con el taladro de hielo, glaciar Nef.



Figura 15. Instalación de la baliza N°1.



Figura 16. Zona de medición de la densidad de nieve.



Figura 17. Taladro Monte Rosa.

4.2 Mediciones de densidad de nieve

Las estimaciones de la densidad de nieve se realizaron en 4 puntos a una altitud aproximada de 1135 m s.n.m. (**Figura 16**). Para realizar dicha medición se utilizó un taladro sacatestigos tipo Monte Rosa (**Figura 17**) y por cada punto seleccionado se midió cuatro veces alrededor del punto. Con el instrumento se extrajo un testigo de nieve que no excedió de 0,60 m y luego tomando en cuenta el largo total de la muestra, la profundidad de la nieve, el peso del instrumento con y sin muestra, se pudo estimar la densidad.

5 MEDICIONES HIDROLOGICAS

Con fecha 5 de Noviembre 2008 se realizó una campaña de terreno al valle del río Nef. La campaña de terreno tuvo como objetivo:

- (i) Recopilar datos hidro-meteorológicos del limnógrafo, sensor de temperatura y pluviómetro
- (ii) Realizar un aforo.

Se accedió a la zona de estudio por vía terrestre desde Coyhaique hasta Cochrane (en una camioneta del Ministerio de Obras Publicas) y desde Cochrane hasta la estación limnigráfica se accedió por vía aérea en un helicóptero LAMA de la empresa Helicopters. En la campaña participó Paulina López (investigadora post-doctoral del CECS) y tres funcionarios de la DGA de Asyén: Fabián Espinoza (Director Regional), Pedro Nahuelcar y Ascanio Monsalve.

El helicóptero despegó a las 7 AM y los trabajos de inspección de la estación limnigráfica comenzaron a las 7.30 AM. Aproximadamente a las 8.30 AM se comenzó a preparar el material para la realización del aforo.

5.1 Inspección de la estación limnigráfica y recopilación de datos

Al inspeccionar la estación limnigráfica se constató que había desaparecido parte del material instalado (**Figura 18**). El material desaparecido corresponde al panel solar, batería y sensor de temperatura y humedad de marca HOBO (modelo RH/TEMP 8K). Adicionalmente el pluviómetro que había sido fijado a una pieza de madera había sido movido sacando los pernos utilizados para su fijación.

Como producto de esta situación el *data logger* del limnógrafo se averió y en consecuencia no se pudo dejar el limnógrafo en funcionamiento en terreno. Tampoco se pudo extraer los datos registrados desde el 8 de enero 2008 (fecha de la última visita a terreno) y hasta una fecha que se desconoce que corresponde al momento del robo y acto de vandalismo.

Existen claros indicios de que el material fue extraído como parte de un acto delictual, puesto que el panel solar y la batería (materiales de uso doméstico) aparentemente fueron sacados con mucho cuidado y los cables que unían la batería al data logger fueron cortados con un cuchillo u otra herramienta (**Figura 19**).

5.2 Balance de la campaña

- No se dispone de datos de altura de agua desde el 8 de Enero del año 2008. El data logger será enviado a Francia para intentar recuperar los datos registrados en el transcurso del año.
- No se dispone de datos de temperatura puesto que el sensor fue robado.
- Actualmente la estación limnigráfica no está completa, por lo tanto no está funcionando y el nivel de agua no se está registrando.
- Los datos de precipitación que fueron extraídos del pluviómetro podrían presentar algunos problemas puesto que el instrumento fue manipulado tal como se mencionó anteriormente.
- El pluviómetro se re-instaló correctamente y se dejó nuevamente en marcha a un intervalo de tiempo de 30 minutos.
- Como resultado del aforo se obtuvo un caudal de $88,4 \text{ m}^3/\text{s}$.
- Es prioritario poder reinstalar otro limnígrafo, de preferencia según la norma de la DGA, y que esta estación sea integrada a la red fluviométrica nacional.



Figura 18. Estado de la estación limnigráfica al momento de la visita.



Figura 19. Corte del cable que une la batería al data logger.

6 BALANCE DE MASA DEL GLACIAR NEF

6.1 Definición de balance de masa

El balance de masa (**Figura 20**) representa la pérdida o ganancia de masa del glaciar (en equivalente de agua) en un período determinado (Lliboutry, 1956), que usualmente corresponde a un año calendario, más específicamente al año hidrológico, que en Chile central comienza el 1° de abril y termina el 31 de marzo de cada año. Las mediciones de balance de masa determinan cuánta agua es almacenada en el glaciar durante el invierno (acumulación) y cuánta agua pierde el glaciar durante la estación de verano (ablación), con una estimación del balance anual (Paterson, 1994) obtenido a través de la sustracción de los volúmenes de acumulación y ablación. Aquí el término “agua” incluye tanto agua sólida (nieve y hielo) como agua líquida. Un glaciar podría asimismo perder masa durante el invierno y por el contrario ganar masa durante el verano, pero solamente en situaciones excepcionales. Los procesos indicados están descritos en la siguiente ecuación del balance de masa (Paterson, 1994: 28):

$$b_a = b_w + b_s = c_w + a_w + c_s + a_s = \int_{t_1}^{t_m} (\dot{c} + \dot{a}) dt + \int_{t_m}^{t_2} (\dot{c} + \dot{a}) dt$$

Ecuación 1

Donde:

b_a : es el balance de masa anual; b_w : balance de masa de invierno; b_s : balance de masa de verano; c_w : acumulación de invierno; a_w : ablación de invierno; c_s : acumulación de verano, a_s : ablación de verano; c : tasa de acumulación; a : tasa de ablación; t_1 a t_m : período de invierno; t_m a t_2 : período de verano. t_1 : 1 de Abril; t_m : 1 de Octubre, t_2 : 31 de Marzo. Aquí se asume que el “verano” comienza el 1 de octubre y finaliza el 31 de marzo. Siendo que el interés principal es determinar el balance anual, no influye realmente en su cálculo la fracción invernal vs. la estival.

6.2 Métodos para la estimación del balance de masa

Para la estimación del balance “glaciológico” de masa de un glaciar existen, principalmente, dos tipos de métodos posibles de aplicar: (i) el método glaciológico clásico que consiste en la instalación de balizas en el glaciar (Paterson, 1994) y (ii) el método geodésico que consiste en comparar Modelos Digitales de Elevación (MDE) construidos en fechas diferentes (Berthier, 2005). El método geodésico puede ser aplicado utilizando puntos de control adquiridos con GPS; a través de una restitución fotogramétrica (a partir de fotografías aéreas o de pares estereoscópicos de imágenes satelitales ópticas); aplicando el método de interferometría a imágenes de radar tanto aéreas como satelitales y; finalmente, utilizando altimetría láser aerotransportada.

La estimación del balance de masa utilizando el método glaciológico clásico en CHN y CHS es muy difícil debido, principalmente, a las condiciones climáticas extremas que imperan, al gran tamaño de sus glaciares, el difícil acceso, y la presencia de grietas en las zonas de ablación con abundantes cuerpos de agua y molinos que pueden alcanzar decenas de metros de profundidad.

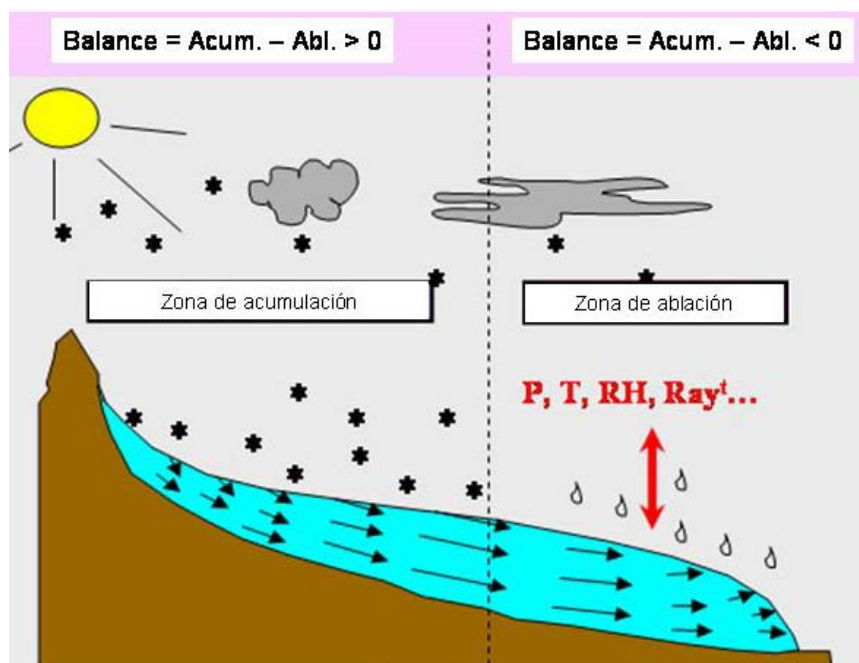


Figura 20. Zona de acumulación y de ablación de un glaciar. La línea segmentada vertical indica la línea de equilibrio que separa ambas zonas.

Considerando lo anterior, el método geodésico tiene la ventaja de cubrir grandes áreas evitando los problemas relacionados al acceso del glaciar. Su aplicación utilizando pares estereoscópicos satelitales presenta, en general, una gran desventaja generada por la precisión vertical que es normalmente mayor a 10 metros. Otra desventaja de la utilización de pares estereoscópicos satelitales ópticos que se presenta en CHN y CHS es su escasa disponibilidad generada por la casi constante cobertura de nubes y por la baja resolución temporal de los satélites ópticos como ASTER y SPOT (16 y 26 días, respectivamente).

Por otra parte, la aplicación del método geodésico a partir de fotografías aéreas entrega resultados muy precisos, sin embargo, requiere de un trabajo intenso debido al gran número de puntos de control necesarios para la restitución y a la propia naturaleza de la restitución fotogramétrica.

Contrariamente, el método de altimetría láser aerotransportada posee varias ventajas: se puede realizar un rápido procesamiento de datos comparado con el procesamiento fotogramétrico, los puntos de control terrestres pueden limitarse a las bases establecidas en los aeropuertos, la calibración no requiere necesariamente de control de terreno, y por último, se puede alcanzar una precisión sub-métrica muy adecuada.

Es por ello que para la estimación del balance de masa invernal del glaciar Nef se ha propuesto en este trabajo de investigación:

- Aplicar el método geodésico utilizando altimetría láser aerotransportada
- Instalar balizas en la zona de ablación del glaciar Nef para la validación de los resultados obtenidos con altimetría láser
- Estimar la densidad de nieve en terreno, necesaria para el cálculo de la acumulación.

Las tres mediciones antes mencionadas se obtuvieron a través de cuatro campañas de terreno efectuadas en 2008 y descritas en los puntos 3, 4 y 5 del presente informe. A continuación se describen las campañas láser.

6.3 Modelos Digitales de Elevación obtenidos con altimetría láser

Se realizaron dos campañas aéreas para las mediciones de altimetría láser: el 27 de Mayo y 13 de Octubre de 2008. Como resultado de ambas campañas, se obtuvo dos MDE que se construyeron a partir de una triangulación (usando el método *Triangulated Irregular Network* – TIN) de los puntos medidos en terreno con una extensión de triángulos máxima de 30 m para cada lado del triángulo, de modo de limitar la extrapolación de información en áreas donde no se pudo medir entre las líneas de vuelo o sin retornos debido a las características de la superficie. A partir de la triangulación se interpoló una malla de 5 m (resolución horizontal) como representación regular del MDE.

6.3.1 Modelo Digital de Elevación obtenido para el 27 de Mayo 2008

El MDE obtenido el 27 de Mayo del presente año representa el estado de la superficie del glaciar como producto de la estación de verano 2007 – 2008. Asumimos que este período marca el fin del año hidrológico 2007 y el inicio del año hidrológico 2008, a pesar que estrictamente se debería haber medido alrededor del 31 de marzo, fecha cuando concluye el año hidrológico. En la **Figura 21** y **Anexo 1** se presenta el MDE obtenido.

6.3.2 Modelo Digital de Elevación obtenido para el 13 de Octubre 2008

El MDE obtenido el 13 de Octubre del presente año representa el estado de la superficie del glaciar al final de la estación de invierno del año 2008. En la **Figura 22** y **Anexo 2** se presenta el MDE obtenido. Tal como se puede observar en la **Figura 22** y **Anexo 2**, para la obtención de este MDE se repitieron las líneas de vuelo de Mayo pero también se extendieron las mediciones hasta una altura de 1950 m s.n.m. para lograr una mejor cobertura en la parte alta de la zona de acumulación. Adicionalmente, se realizaron mediciones en los costados de la zona de ablación (en su parte baja) para contar con una estimación de pérdida de masa en zonas aledañas a las zonas rocosas que pueden tener un albedo distinto del resto del glaciar

que pueden tener un albedo distinto del resto del glaciar y pueden recibir menor radiación por el efecto sombra de los cerros circundantes.

6.4 Cálculo del balance de masa en el glaciar Nef

Para el cálculo de balance de balance de masa en el glaciar Nef se procedió de la siguiente forma:

- Localización de la línea de nieve en cada uno de los MDE elaborados
- Cálculo de la diferencia de espesor del glaciar a partir de ambos modelos
- Estimación de la densidad de nieve y hielo
- Aplicación de la ecuación de balance de masa (Ecuación 1) descrita en el punto 6.1.

6.4.1 Localización de la línea de nieve en cada uno de los MDE

Tal como se mencionó anteriormente, para calcular el balance masa se debe identificar en ambos MDE la línea de nieve, que para el modelo del final de la estación de verano (27 de Mayo de 2008), se asume como representativa de la línea de equilibrio del glaciar (Bamber et al., 2004).

Durante la adquisición de datos de altimetría láser se instaló adicionalmente una cámara fotográfica Canon (modelo EOS5) para capturar fotografías aéreas verticales del glaciar. Las fotografías aéreas disponibles fueron utilizadas para la identificación de la línea de nieve y de las características generales de la superficie. Desafortunadamente, durante la campaña de Mayo la máquina fotográfica sufrió un desperfecto que impidió la adquisición de fotografías durante el vuelo. Sin embargo, para la identificación de la línea de nieve de esa fecha se utilizaron fotografías aéreas adquiridas el mismo día en el vecino glaciar Colonia, ubicado 15 km hacia el sur. Luego, utilizando dichas fotografías, la línea de nieve calculada para el glaciar Colonia, que fue de 1320 m s.n.m, se asumió idéntica a la del glaciar Nef. La línea de nieve para Octubre fue 960 m s.n.m.

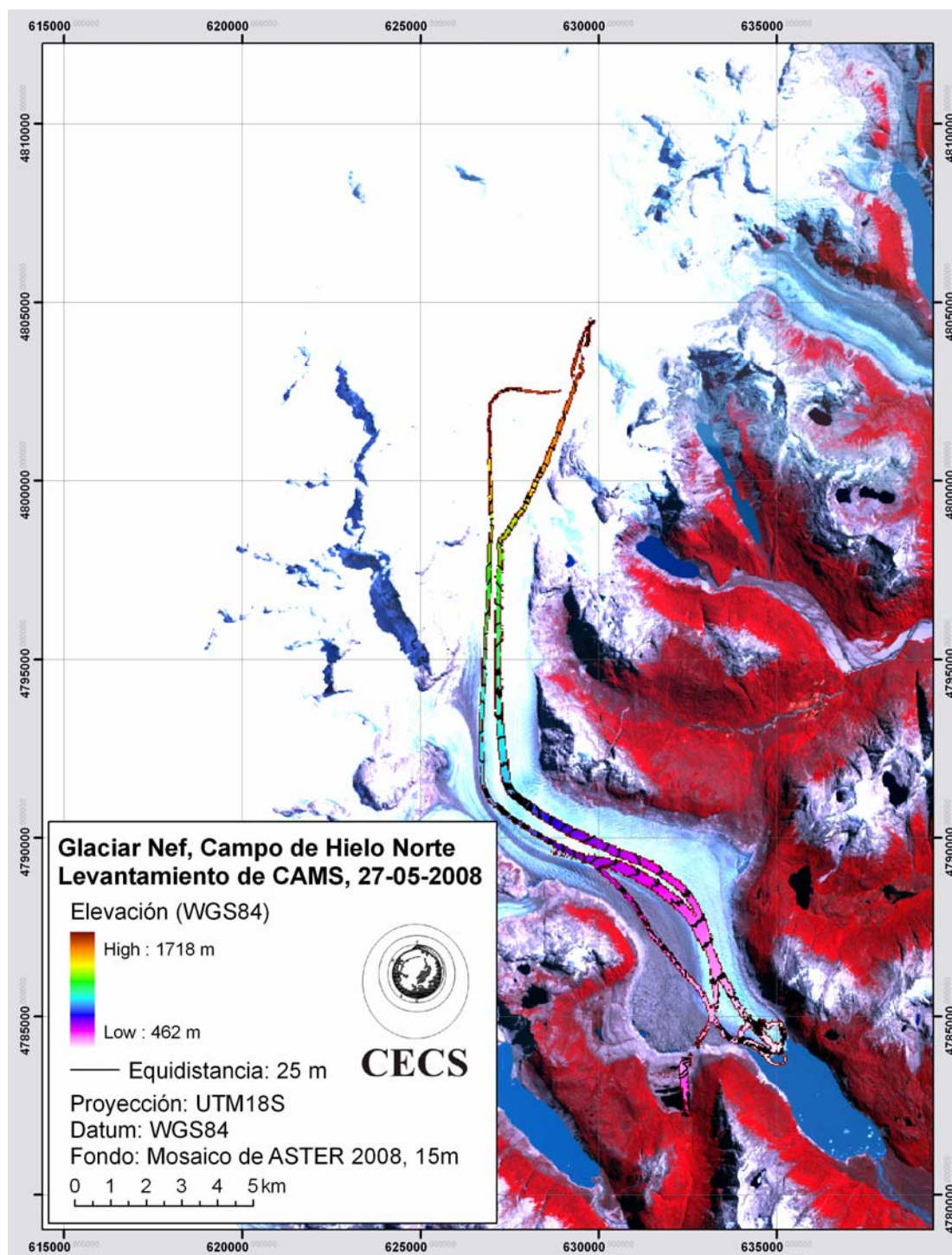


Figura 21. MDE del 27 de Mayo 2008 representado sobre un mosaico de imágenes ASTER del 04/02/2008 (15 m de resolución espacial) en composición falso color VNIR (Visible – Infrarojo Cercano).

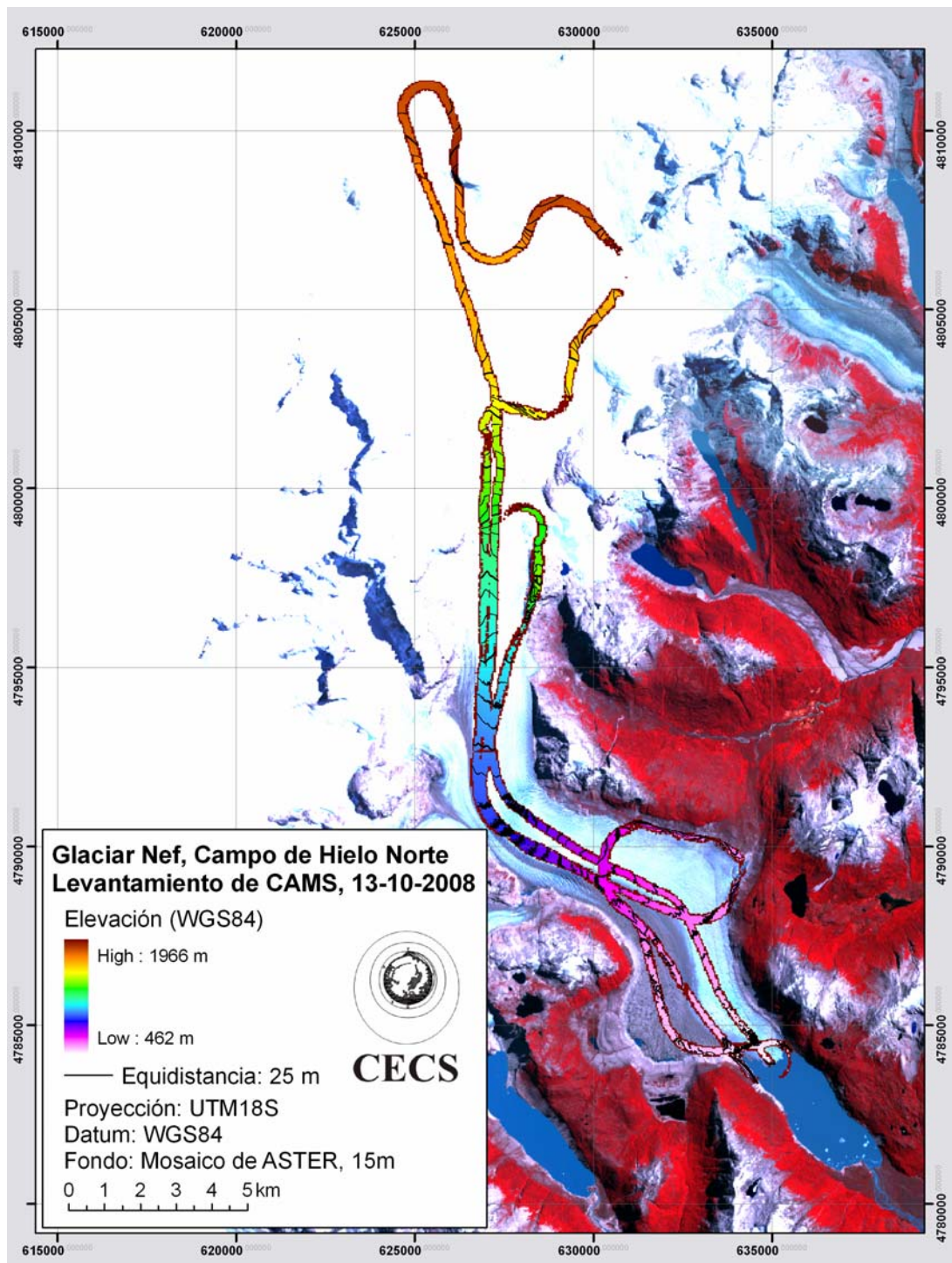


Figura 22. MDE del 13 de Octubre 2008 representado sobre un mosaico de imágenes ASTER del 04/02/2008 (15 m de resolución espacial) en composición falso color VNIR.

6.4.2 Diferencia de espesor del glaciar

Una vez identificada la línea de nieve se procedió a calcular la diferencia de espesor producida entre Octubre y Mayo del presente año en la zona sobre y bajo la línea de nieve, en base a los MDE disponibles con una resolución de 5 m. Para su cálculo se restaron los dos MDE en la intersección de los puntos correspondientes a las zonas de traslape de las líneas de vuelo de ambas fechas utilizando el software Arc Gis.

6.4.3 Estimación de la densidad de nieve y hielo

Para la estimación del balance de masa en equivalente de agua es necesario conocer la densidad del hielo y de la nieve (Paterson, 1994). En el caso del hielo, se considera que su densidad es constante (900 kg/m^3) en toda la superficie de la zona de ablación del glaciar (Oerlemans, 2001). En cambio la densidad de la nieve presenta variaciones espaciales relevantes (Lliboutry, 1956). Por lo tanto, para calcular el balance de masa en el glaciar Nef se optó por medir la densidad de la nieve en terreno.

Hasta hoy existe una sola estimación de densidad de nieve en el glaciar Nef, medida por Matsuoka et al. (1999) entre el 1 y 3 de Diciembre de 1996 a partir de un testigo de neviza extraído a 1500 m s.n.m. (**Figura 23**).

En la campaña de terreno realizada el 14 de Noviembre de 2008, se midió la densidad de la nieve con un taladro Monte Rosa en 4 puntos diferentes, repitiendo la medición 4 veces en cada punto. La altitud promedio de los 4 puntos es de 1135 m s.n.m. (**Tabla 4**) que se ubica en la zona superior de ablación, bajo la línea de equilibrio estimada a 1350 m s.n.m. por Rignot et al. (2003) y por Casassa (1987) y a cota 1183 m s.n.m. estimada por Rivera et al. (2007). En el momento de las mediciones (14 Noviembre) la zona muestreada con Monte Rosa estaba cubierta por el manto de nieve invernal.

Nombre GPS	Coordenadas (m)	Baliza No.	Profundidad nieve pulg.	Muestra largo pulg.	Peso tubo vacio	Peso tubo con muestra	Equiv. agua pulg.	Densidad (%)
1		1	50,0	42,8	28,4	54,1	25,8	51,5
E	628013	A	54	47,5	28	55,5	27,5	50,9
N	4796262	B	50	43	28	54,5	26,5	53,0
Cota (s.n.m.)	1134	C	49,5	40,5	30	55	25	50,5
		D	46,5	40	27,5	51,5	24	51,6
2		2	54,1	47,8	27,6	55,8	28,1	52,0
E	628022	A	54	47	27,5	56	28,5	52,8
N	4796241	B	54	48	27	56	29	53,7
Cota (s.n.m.)	1134	C	54	45	27	55,5	28,5	52,8
		D	54,5	51	29	55,5	26,5	48,6
3		3	54,0	47,4	27,5	52,4	24,9	46,1
E	628032	A	54,0	45,5	27,0	55,5	28,5	52,8
N	4796200	B	52	44,5	27,5	52,5	25	48,1
Cota (s.n.m.)	1135	C	54,5	51,5	28	52	24	44,0
		D	55,5	48	27,5	49,5	22	39,6
4		4	55,3	52,8	27,0	56,4	29,4	53,2
E	628046	A	55,0	54,3	27,0	55,5	28,5	51,8
N	4796202	B	55,5	52,7	27,0	55,5	28,5	51,4
Cota (s.n.m.)	1135	C	55,5	52,5	27,0	57	30,0	54,1
		D	55	51,5	27,0	57,5	30,5	55,5

Tabla 4. Cálculo de densidad de nieve medida en el glaciar Nef el 14 de noviembre de 2008 con un taladro Monte Rosa.

La densidad de nieve promedio de los 4 puntos corresponde a 507 kg/m^3 (o 50,7%) (Tabla 4), que representa el promedio de densidad en la capa superior de 125 cm, correspondiente al largo del testigo extraído.

Si se comparan los valores de densidad de nieve obtenidos por Matsuoka et al. (1999) y el valor promedio obtenido con nuestras mediciones de terreno se puede observar que no existen diferencias significativas, puesto que Matsuoka et al. (1999) midió una densidad de nieve de

aproximadamente 500 kg/m^3 (Figura 23) en el primer metro de nivel del testigo de neviza extraído a 1500 m s.n.m. a principios de Diciembre del año 1996.

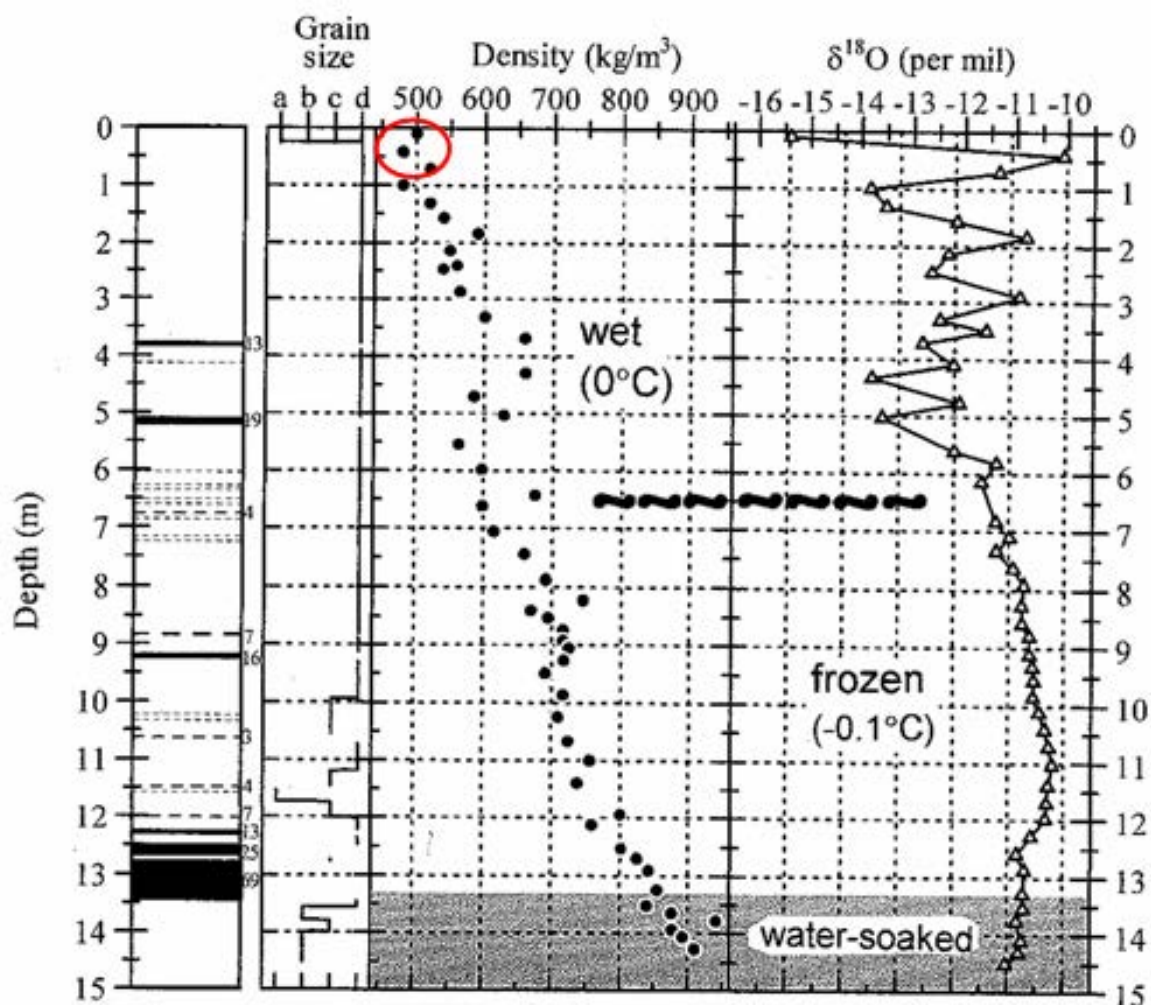


Figura 23. Figura de (Matsuoka et al., 1999). En la abscisa se representa la densidad de la neviza y nieve y en la ordenada la profundidad de la muestra. La densidad promedio en la columna de 14,5 m es de 670 kg/m^3 . Sin embargo, en el primer metro de la muestra (círculo rojo) Matsuoka et al. (1999) estimaron una densidad de nieve de aproximadamente 500 kg/m^3 .

6.4.4 Cálculo del balance masa invernal

El balance de masa invernal se calculó estimando la diferencia del MDE de Octubre menos el MDE de Mayo. Este cálculo se basa en el supuesto de que el glaciar Nef está en un estado estacionario, vale decir que no está experimentando ni adelgazamiento ni engrosamiento. Este

supuesto sabemos que no es real, puesto que en la zona de ablación el glaciar Nef ha experimentado un adelgazamiento promedio de 0,56 m/año en el período 2000-1975 según (Rignot et al., 2003), y un adelgazamiento promedio de 1,9 m/año en el período 1975-2001 según Rivera et al. (2007).

Para la zona ubicada sobre los 960 m (correspondiente a la zona cubierta por nieve en Octubre) la diferencia de espesor promedio obtenida a partir de 64.747 puntos con datos de elevación en ambas fechas es de 3,2 m (engrosamiento), con un valor mínimo de -16,2 m y un valor máximo de 15,3 m. El valor promedio de 3,2 m resulta en un valor de 1,6 m equivalente en agua (e.a.) considerando una densidad de la nieve de 507 kg/m^3 . Cabe señalar que el valor de acumulación obtenido corresponde a un promedio aritmético de la zona alta del glaciar entre 960 m y 1712 m.

En la zona baja del glaciar, entre los 960 m y el frente (cota 466 m) el mismo cálculo de diferencia de espesor arrojó un resultado promedio de 3,4 m (engrosamiento) para un total de 100.931 puntos con datos de elevación en ambas fechas, con un valor mínimo de -27,0 m y un valor máximo de +33,0 m. Considerando una densidad del hielo de 900 kg/m^3 , el balance de masa es entonces de 3,1 m e.a.

Los valores indicados de balance de masa son estrictamente válidos sobre las trayectorias de altimetría láser. Sin embargo, si asumimos que dichas trayectorias son representativas del glaciar, el simple promedio de las diferencias de los MDE representa una buena estimación del balance de masa. En promedio para todo el glaciar, considerando un total de 165.678 puntos entre el frente (466 m) y los 1712 m s.n.m., el balance de masa es entonces de 2,4 m e.a.

En la curva hipsométrica construida en base al MDE SRTM (Shuttle Radar Topography Mission – Transbordador Espacial Endeavour – de Febrero 2000) (**Figura 24** y **Figura 25**), se puede observar que la distribución de la superficie varía según la altura del glaciar. Esta puede ser una causa por la que puedan existir variaciones espaciales importantes del balance de masa con la altura (Oerlemans, 2001; Kaser et al., 2002).

En el área de estudio se espera que en la estación de invierno, el aumento de espesor del glaciar sea mayor en la zona más alta. Sin embargo, se observa en la **Figura 26** que las variaciones de espesor obtenidas para el glaciar Nef presentan una variación espacial distinta, ya que en lugar de ir en aumento desde la zona baja hacia la zona alta, el aumento de espesor

varía en forma irregular a lo largo del glaciar, con valores muy bajos de cambio de espesor para la zona alta del glaciar.

Las calibraciones y verificaciones sobre los cruces de las distintas líneas de vuelo de altimetría laser en cada época y comparando ambas épocas entre sí indican que el método de medición de altura superficial no presenta errores importantes, siendo en general menor a 30 cm. También se podría pensar que las zonas de grietas inducen a falsas mediciones.

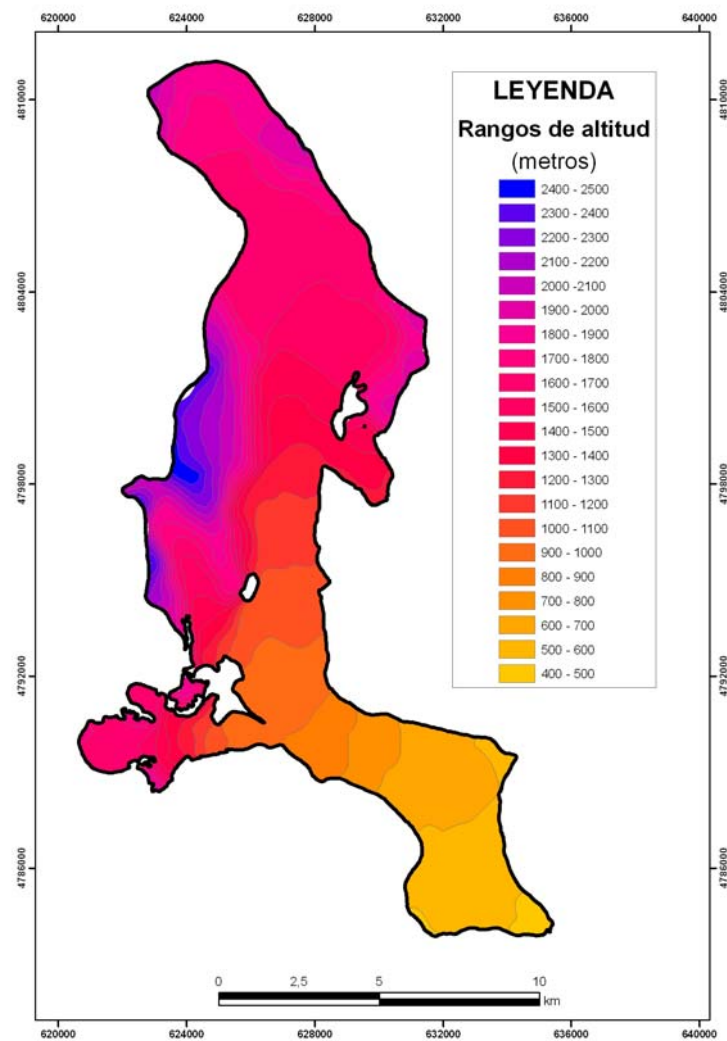


Figura 24. Superficie del glaciar Nef dividida en rangos de altitud de 100 metros, basado en el DEM SRTM.

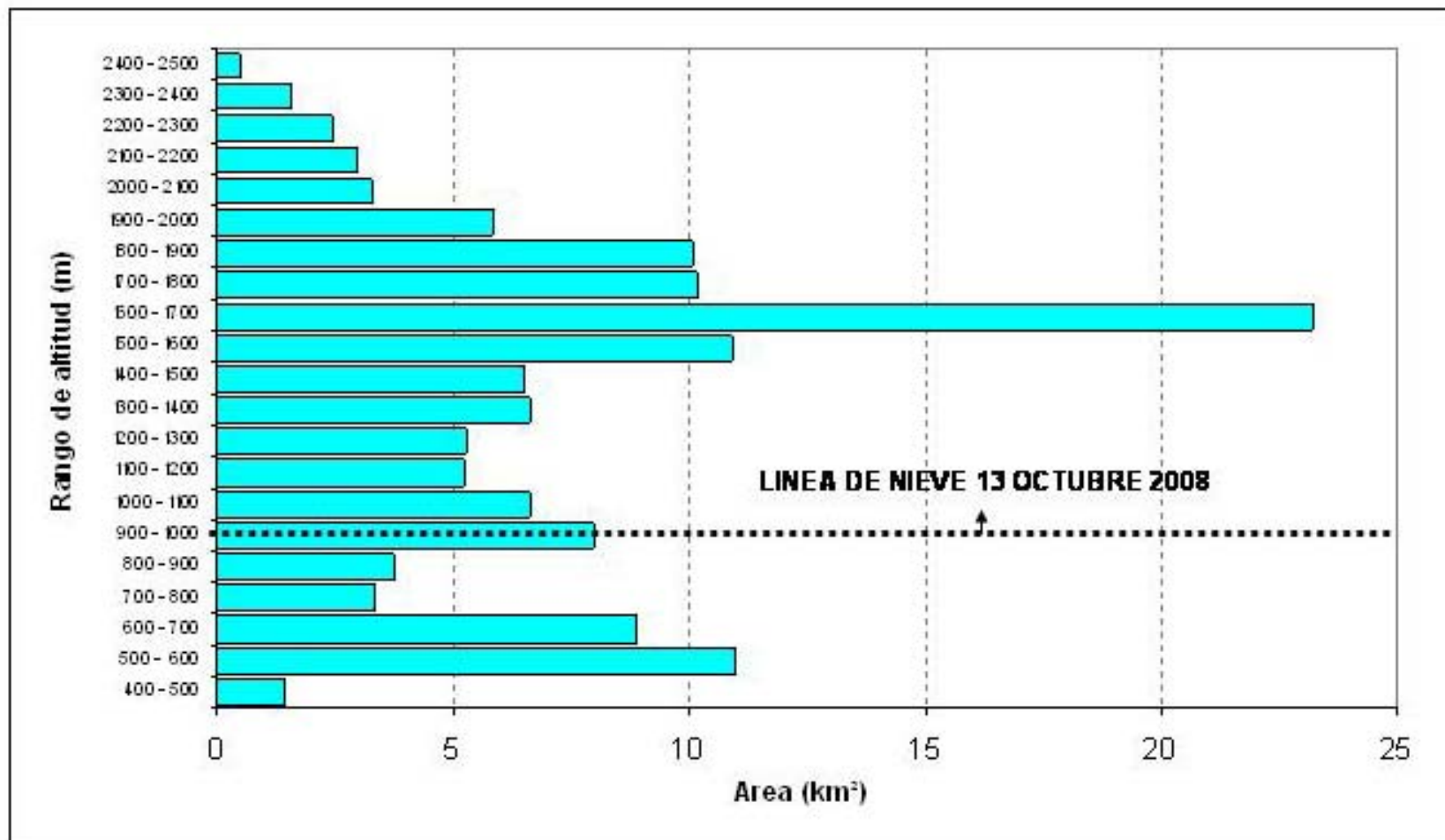


Figura 25. Curva hipsométrica construida en base al cálculo de la superficie en función de la altitud, basado en el DEM SRTM.

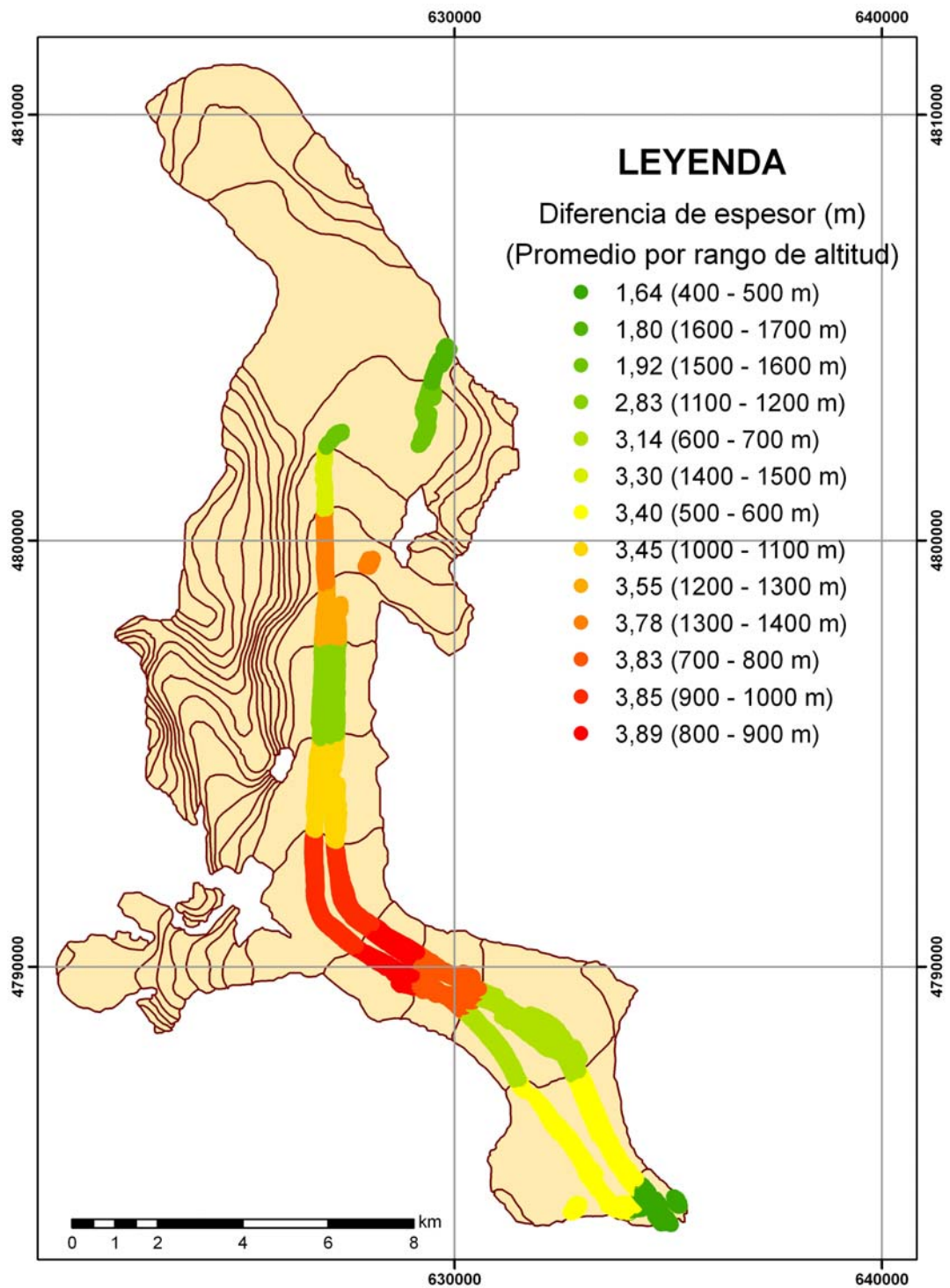


Figura 26. Diferencia de espesor entre el 13 de Octubre 2008 y el 27 de Mayo 2008, distribuida en rangos de altitud de 100 m.

Según lo que se puede observar en la **Figura 27**, **Figura 28** y **Figura 29**, que representan las diferencias de espesor según la altura del glaciar para la zona alta, la zona baja y para la totalidad del glaciar, respectivamente, las mediciones hechas sobre grietas (valores negativos altos) son compensadas finalmente en el promedio general debido a la distribución aleatoria de las grietas en cada uno de los sectores agrietados del glaciar.

Considerando que en la zona alta de los Campos de Hielo deberían ocurrir acumulaciones invernales de hasta 10 m equivalente en agua (Escobar et al., 1992) el valor promedio de engrosamiento medido de 3.2 m de nieve es muy menor al esperado. Dos razones podrían haber influido en los resultados: (i) las mediciones en la parte alta del glaciar llegaron sólo hasta los 1712 m sin considerar una parte importante de la zona de acumulación. Esto podría explicar la sub estimación de la diferencia de espesor en esta zona. (ii) el invierno del año 2008 fue un año con acumulación de nieve excepcionalmente baja. En un próximo paso de esta investigación se recomienda continuar con mediciones láser y analizar los valores obtenidos el invierno de 2008 en un contexto de más largo plazo.

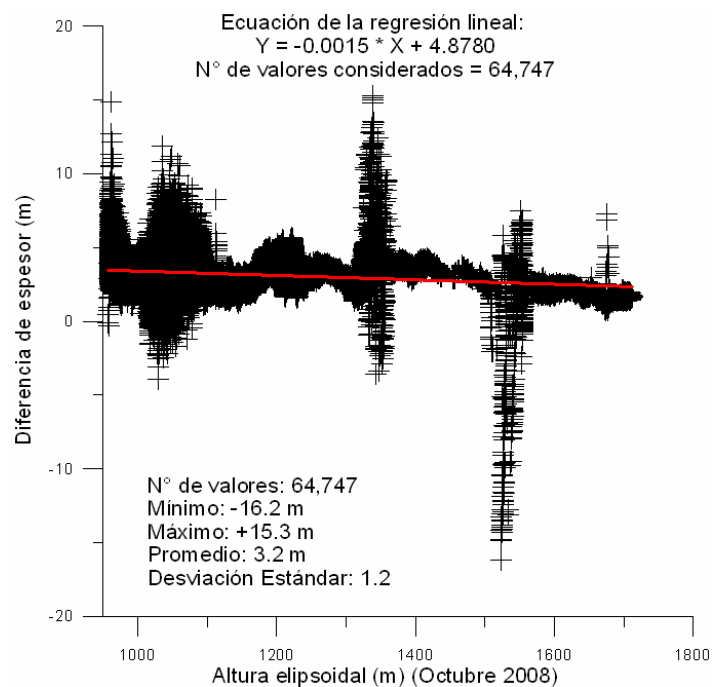


Figura 27. Diferencia de espesor sobre 960 m entre el 27 de Mayo y el 13 de Octubre vs altura del glaciar.

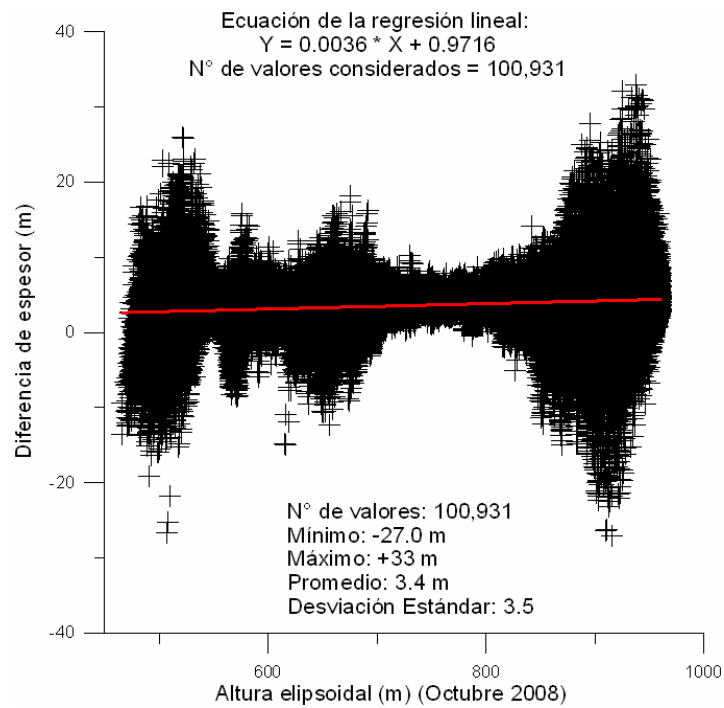


Figura 28. Diferencia de espesor bajo 960 m entre el 27 de Mayo y el 13 de Octubre vs altura del glaciar.

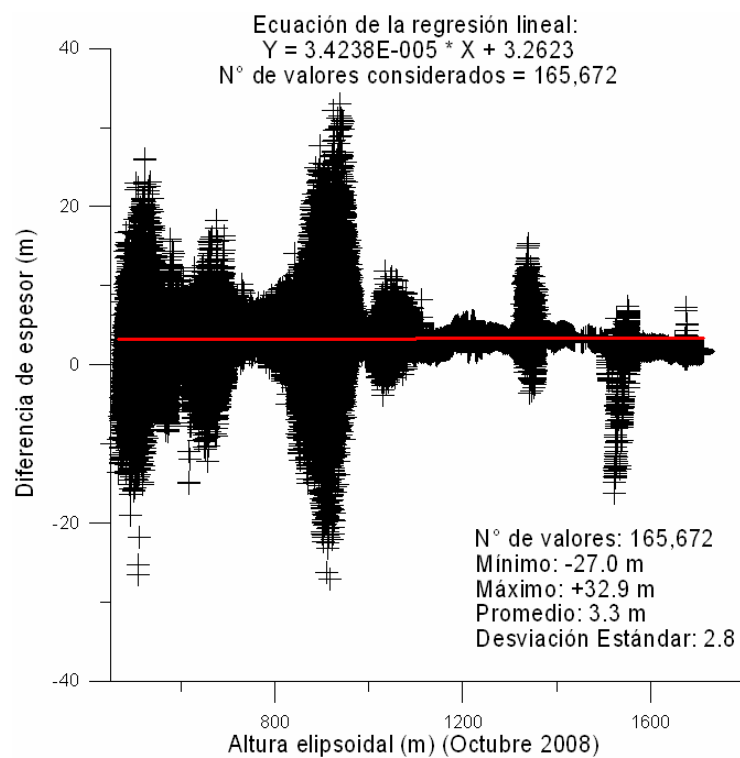


Figura 29. Diferencia de espesor entre 466 y 1700 m (zona baja y alta) entre el 27 de Mayo y el 13 de Octubre vs altura del glaciar.

7 BALANCE HIDRICO DE LA CUENCA DEL RIO NEF

El balance hídrico ha sido calculado para varias cuencas glaciares en el mundo incluyendo algunas cuencas en los Andes, particularmente en Ecuador, Perú y Bolivia (Francou et al., 1995; Pouyaud et al., 1995; Pouyaud et al., 1998; Sicart et al., 2007). En dichos países las cuencas glaciares han sido estudiadas para comprender mejor su comportamiento hidro-glaciológico pero también para proyectar los recursos hídricos futuros.

En Patagonia, gracias al trabajo pionero de Escobar et al. (1992) y de Peña et al. (1987) se pudo conocer mejor algunos aspectos hidro-climáticos de CHS y CHN, así como el balance hídrico general para cada uno de los campos de hielo.

A una escala más pequeña, las únicas cuencas glaciares estudiadas en CHN y CHS corresponden a la cuenca del glaciar Soler investigada por Fukami y Escobar (1987) y Matsumoto et al. (2001). También se puede mencionar el estudio de la cuenca del glaciar Exploradores donde se instaló temporalmente una estación limnimétrica el año 2005 (Takane Matsumoto, comunicación personal, Mayo, 2006) que posteriormente permitió llevar a cabo una modelación hidrológica (Matsumoto, 2008).

En Patagonia, también se ha utilizado información hidro-climática para comprender algunos fenómenos de vaciamiento de lagos como sucedió por ejemplo con el brazo Rico del Lago Argentino represado por el glaciar Perito Moreno (Depetris et al., 2000). Actualmente existen proyectos de tres instituciones diferentes (DGA, Centro de Estudios Científicos y Universidad de Concepción) para la instalación de estaciones limnigráficas en el lago Cachet 2 y su entorno para el estudio del frecuente vaciamiento de dicho lago represado por el glaciar Colonia (Gonzalo Barcaza, comunicación personal; (Casassa et al., 2008; Dusaillant et al., 2008).

Haciendo un balance de la información anterior, se puede mencionar que en la totalidad de los campos de hielo patagónicos, en solo dos cuencas (Soler y Exploradores) se han encontrado en la literatura estudios hidro-glaciológicos (sin contar los estudios de represamiento). Por lo tanto, el estudio de la cuenca del glaciar Nef tiene una alta trascendencia no sólo para la región sino también a nivel nacional. La importancia de esta investigación se basa en el aporte a estudios sobre cambio climático, al potencial hídrico que

tiene la región en el presente y las proyecciones futuras, y también en relación a los proyectos de construcción de centrales hidroeléctricas de la región.

7.1 La cuenca del río Nef

El río Nef tiene su origen en el lago pro-glaciar homónimo (lago Nef) y drena hacia el Este hasta su confluencia con el río Baker. Tiene un largo total de 41 km y es uno de los tributarios más importantes del río Baker.

La cuenca definida por la localización de la estación hidrológica (representada por la línea negra en la **Figura 30**), llamada a partir de ahora “cuenca total” tiene una superficie (S) de 284 km². Se compone principalmente del glaciar Nef, el lago Nef y la superficie no-glaciar (**Figura 30**).

La superficie del glaciar (S_{gl}) (calculada en base a la imagen ASTER de Febrero, 2008) es de 143 km² (superficie que corresponde al área de los glaciares Nef y U-5 localizado al Sur-Este del glaciar Nef), lo que corresponde al 51% de la cuenca total. Rivera et al (2007) calcularon un área de 127 km² para el Nef y 5 km² para el U-5 (“ice area”) con un total de 133 km², en base a una imagen Landsat del 11 marzo 2001. Rignot et al (2003) calcularon un área de 128 km² para el glaciar Nef. Ambos valores son menores que el área expuesta en este informe debido a diferencias en la delimitación de cuencas. La superficie del área no-glaciar (S_{no-gl}) de acuerdo a nuestro cálculo es, por lo tanto, de 141 km².

7.2 Definición de balance hídrico

La ecuación general del balance hídrico (Ecuación 2) para los flujos superficiales del área glaciar se formula de la siguiente manera:

$$B_{gl} = P_{gl} - L_{gl}$$

Ecuación 2

Donde:

B_{gl} es el balance hídrico del área glaciar; P_{gl} es la precipitación sobre el área glaciar (a ser obtenida en nuestro caso a partir de la acumulación neta de nieve estimada mediante altimetría láser); L_{gl} es el caudal originado en el área glaciar dividido por la superficie glaciar (Q_{gl}/S_{gl}).

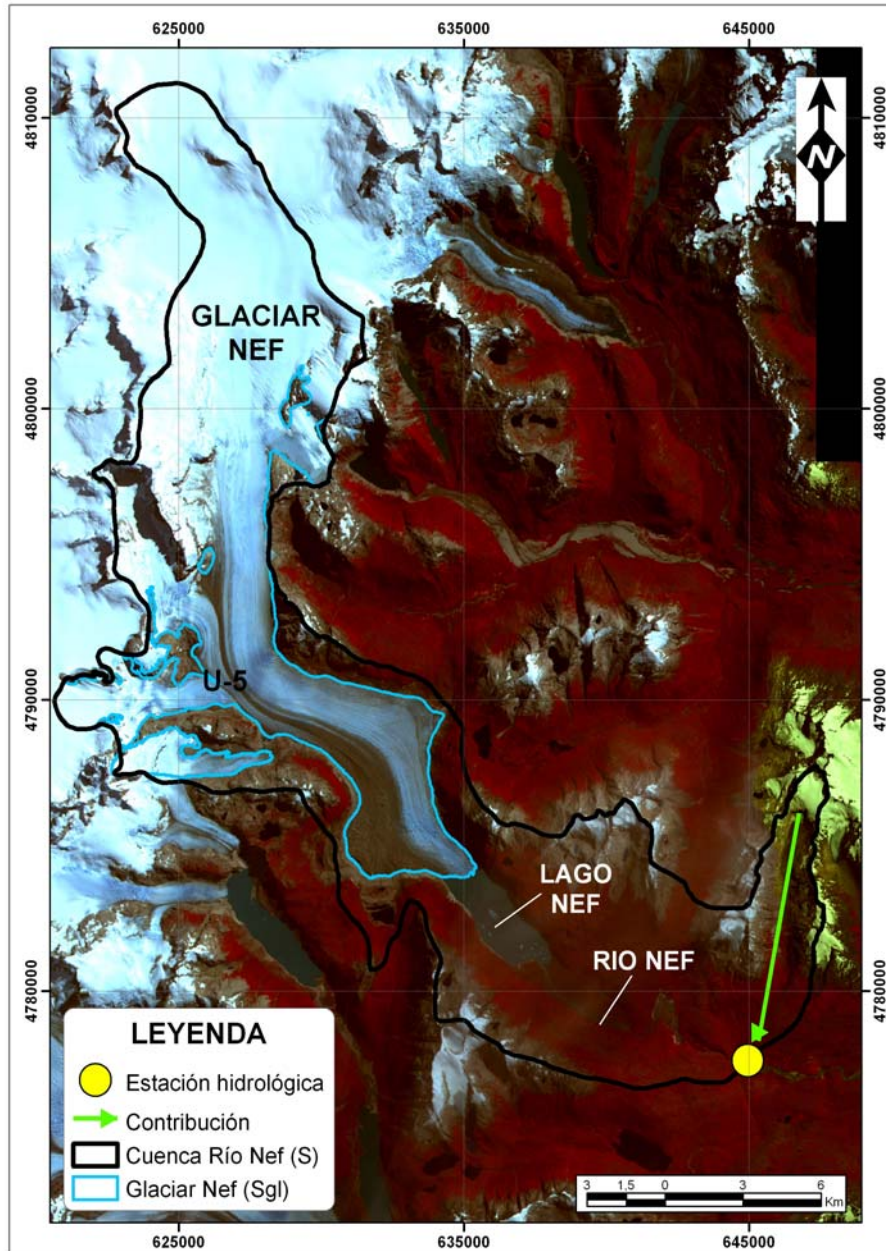


Figura 30. Definición de cuencas para el cálculo del balance hídrico y ubicación de la estación hidrológica representado sobre un mosaico de imágenes ASTER del 27/02/2005 (15 m de resolución espacial) en composición falso color VNIR

Para calcular el balance hídrico del área glaciar y posteriormente compararlo con el balance de masa, es necesario separar el caudal originado en el área glaciar S_{gl} de aquel originado en el área no-glaciar S_{no-gl} . Las dos zonas presentan características hidrológicas distintas, pero ambas pertenecen a la cuenca total S . El caudal Q_t originado en la cuenca total S (estimado en la estación hidrológica) se calcula como:

$$Q_t = Q_{gl} + Q_{no-gl}$$

Ecuación 3

Donde:

Q_{gl} es el caudal originado en el área glaciar; Q_{no-gl} es el caudal del área sin cobertura glacial. Luego:

$$Q_{gl} = Q_t - Q_{no-gl}$$

Ecuación 4

Donde:

Q_{no-gl} se calcula de la siguiente manera:

$$Q_{no-gl} = P_{no-gl} \times S_{no-gl} \times C_e$$

Ecuación 5

Donde:

Q_{no-gl} es el caudal del área sin cobertura glacial; P_{no-gl} es la precipitación promedio del área sin cobertura glacial (medida en la estación hidrológica); S_{no-gl} es la superficie del área sin cobertura glacial; C_e es el coeficiente de escurrimiento (Sicart et al., 2007).

Luego, la ecuación general del balance hídrico para el área glaciar es:

$$B_{gl} = P_{gl} - Q_{gl} \div S_{gl} = P_{gl} - (Q_t - Q_{no-gl}) \div S_{gl} = P_{gl} - Q_t \div S_{gl} + (C_e \times P_{no-gl} \times S_{no-gl}) \div S_{gl}$$

Ecuación 6

Para obtener una estimación más precisa del caudal generado en el glaciar, la contribución proveniente de la quebrada localizada al norte de la estación hidrológica (representada con una flecha verde en la **Figura 30**), debe ser estimada a futuro.

Para la aplicación de las ecuaciones del balance hídrico, expuestas anteriormente, en la cuenca del río Nef se presentan dos inconvenientes:

- Hasta hoy sólo se han podido realizar dos aforos (el 20 de Abril 2007 y el 5 de Noviembre 2008), que no son suficientes para la construcción de la curva de descarga que permite transformar los datos de altura de escurrimiento en caudal.
- Para el cálculo del balance hídrico se necesitan datos simultáneos de caudal, precipitación y de temperatura. Con el objetivo de poder disponer de aquella información, se instaló en Enero del año 2008 un pluviómetro (HOBO Event) y un sensor HOBO (RH/TEMP 8K). Lamentablemente, tal como se indicó anteriormente, dicho material fue robado, según fue constatado en la campaña de noviembre de 2008. Una de las consecuencias de ese robo fue la avería del data logger del limnógrafo, lo que impidió extraer los datos de altura del río a partir de Enero de 2008.

Para resolver el problema de estimación de caudal, se propone en este informe una metodología para la construcción de una curva de descarga utilizando datos de las estaciones fluviométricas río Baker en Desagüe Lago Bertrand y río Baker en Angostura Chacabuco.

Para el cálculo del balance hídrico, no se puede proponer con los datos disponibles hasta el momento ninguna solución, lo que actualmente imposibilita su estimación.

En consecuencia, se expondrá en el presente informe un análisis hidro-climático basado tanto en un caudal reconstituido como en los datos provenientes de las estaciones fluviométricas y meteorológicas. Adicionalmente, se utilizaron datos climáticos de Reanálisis NCEP/NCAR, tal como se expone a continuación.

7.3 Datos disponibles en el río Nef

7.3.1 Datos hidrológicos

7.3.1.1 Caudal de las cuencas Desagüe Lago Bertrand (D.L. Bertrand) y Angostura Chacabuco (A. Chacabuco)

Los caudales de las cuencas correspondientes a D.L. Bertrand y A. Chacabuco han sido medidos en las estaciones fluviométricas homónimas. Ambas estaciones se encuentran separadas a una distancia de 21,1 km a lo largo del río Baker. Desde la confluencia del río Baker con el río Nef hasta la estación D.L. Bertrand se recorren 13,4 km hacia aguas arriba y desde dicha confluencia hasta la estación A. Chacabuco 7,7 km hacia aguas abajo.

Las series de datos de caudal disponibles para D.L. Bertrand y A. Chacabuco comienzan el año 1963 y 1976, respectivamente; y en ambas estaciones se realizan mediciones hasta la fecha. En el presente análisis se consideraron los datos correspondientes al período 2000 – 2007.

7.3.2 Nivel de agua y descarga en la estación hidrológica del río Nef

En Abril del año 2005, la DGA de Aysén (en colaboración con el Institut de Recherche pour le Développement, IRD) instaló un limnógrafo tipo transductor marca SERPE – IESM en el río Nef a una distancia de 12 km aproximadamente del frente glaciar (**Figura 31**), lo que permitió medir a partir de esa fecha el nivel diario de agua del río Nef.

Desafortunadamente, en dos periodos importantes (Febrero - Octubre 2006, Marzo – Abril 2007 y desde Enero 2008) no hay datos disponibles debido a un accidente que sufrió la sonda y al posterior robo del equipamiento.

El principal problema que ha existido para el mantenimiento de esta estación corresponde a la dificultad de acceder al área donde se localiza. Dicho problema de acceso explica que hasta la fecha se hayan realizado sólo dos campañas de aforo: el 20 de Abril del año 2007 (29 m³/s con un nivel de agua de 1,39 m) y el 5 de Noviembre del año 2008 (88,4 m³/s con un nivel de agua de 2,20 m).

7.3.3 Datos meteorológicos (precipitación y temperatura)

Los datos de temperatura que fueron utilizados provienen del proyecto de reanálisis del National Centers for Environment Prediction (NCEP) – National Center for Atmospheric Research (NCAR) (Kalnay et al., 1996). Los datos de temperatura reanalizados se calculan en celdas de $2,5^\circ$ para 17 niveles de presión atmosférica desde 10 y hasta 1000 hPa.

Para el presente análisis se utilizó la temperatura diaria correspondiente a la celda $72,5^\circ\text{W}/47,5^\circ\text{S}$ a 850 hPa equivalente a una altura de 1400 m s.n.m., cercana a la altura promedio de Campo de Hielo Norte.

La precipitación corresponde a la variable que presenta mayores problemas de disponibilidad de datos y dada su importante variación espacial, es imposible extrapolar esta información cuando no se posee una red densa de observaciones que incluyan datos de altura.

Para el presente análisis se utilizaron series de datos diarios de precipitaciones medidas en la estación El Balseo entre el año 2000 y 2002 (**Figura 31**).

Cabe mencionar que durante la campaña de Noviembre 2008 se extrajeron de la estación del río Nef, los datos de precipitaciones medidos a partir de Enero 2008. Esta información (**Figura 32**) no se será utilizada en el presente análisis puesto que faltan los datos de caudal.

7.4 Análisis hidro-meteorológico

7.4.1 Reconstrucción del caudal del río Nef

Puesto que en la estación del río Nef hay datos disponibles de nivel pero no se han realizado suficientes aforos, se calculó una curva de descarga combinando los datos de caudal de D.L.Bertrand y A.Chacabuco con los datos de nivel de agua de la estación de río Nef. Es necesario destacar que los resultados obtenidos con este cálculo se utilizan en forma provisoria, puesto que es absolutamente necesario realizar más aforos en el río Nef para obtener un valor de caudal más preciso.

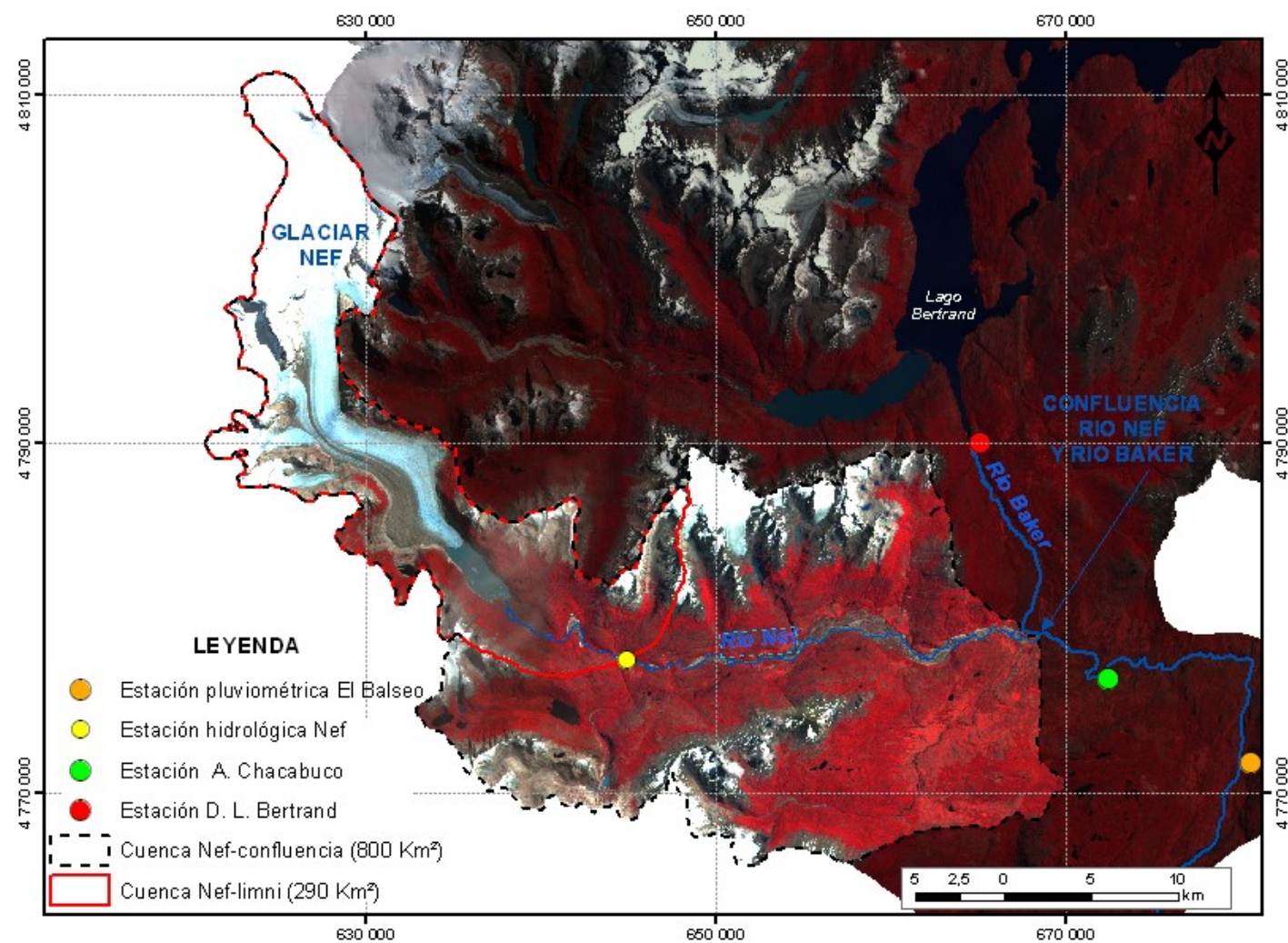


Figura 31. Localización de estaciones D.L. Bertrand, A. Chacabuco y El Balseo en mosaico de imágenes SPOT del 27 Enero 1999.

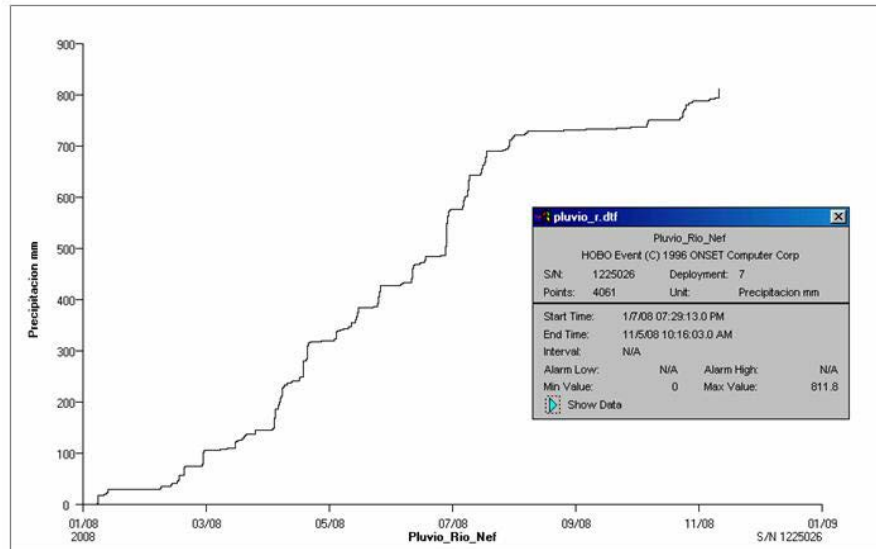


Figura 32. Datos de precipitación en el río Nef extraídos del pluviómetro el 5 de Noviembre 2008. A partir de fines de Julio se observa una disminución relevante de las precipitaciones, que puede deberse a la alteración del pluviómetro durante el evento de robo del panel solar y la batería.

Dada las características de las cuencas D.L. Bertrand y A. Chacabuco, se asume que la diferencia entre el caudal medido en ambas estaciones es representativa de la descarga del río Nef en la confluencia con el río Baker. Dicha diferencia fue calculada para el período 2000 – 2007. Tomando en cuenta lo anterior, se introdujeron dos hipótesis:

- El comportamiento hidráulico de la descarga del río Nef es similar en la estación del río Nef y en la confluencia del río Nef con el río Baker.
- Es posible construir una curva de descarga utilizando la descarga en la confluencia ($Q_{\text{Nef-confluencia}}$) y los niveles de agua registrados en la estación del río Nef ($H_{\text{Nef-limni}}$).

Basado en la segunda hipótesis se ajustó una curva de descarga mediante la siguiente función exponencial (con un coeficiente de determinación $R^2=0,85$) (López, 2007):

$$Q_{\text{Nef-confluencia}} = 53.66 H_{\text{Nef-limni}}^{1.636}$$

Ecuación 7

La curva de descarga para el sitio del río Nef puede ser deducida de la Ecuación 7 si se toma en cuenta lo siguiente:

- Ambas tienen tendencias exponenciales (mismo valor de exponente)
- Es calibrada con el punto de medición del aforo del año 2007. No se incluyó el aforo realizado en Noviembre puesto que los datos de nivel de la estación Nef del año 2008 no pudieron ser recopilados. Adicionalmente, a la fecha de redacción de este informe, los datos de caudal del segundo semestre del año 2008 de las estaciones Desague Lago Bertrand y Angostura Chacabuco no estaban publicados oficialmente.

Como resultado se obtuvo la siguiente curva:

$$Q_{\text{"Nef-limni"}} = 25.19 (H_{\text{"Nef-limni"}} - 0.30)^{1.636} \quad \text{Ecuación 8}$$

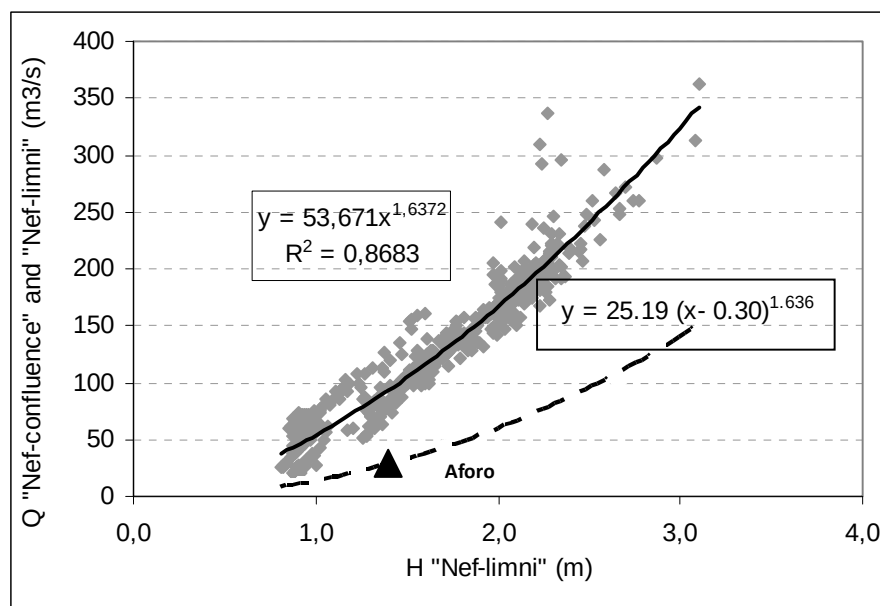


Figura 33. Curva de descarga obtenida. La línea segmentada corresponde a la curva de descarga de la Estación Nef-limni, mientras que la línea continua corresponde al río Nef en la confluencia con el Baker.

7.4.2 Análisis hidro-climático

El análisis hidro-climático se realizó tanto para el caudal del río Nef que se calculó en su confluencia con el río Baker y también para los caudales calculados para la estación del río Nef a través de la curva de descarga obtenida (**Figura 33**).

7.4.2.1 Río Nef en confluencia Nef - Baker

En la **Figura 34**, se muestra la comparación realizada entre el caudal reconstituido en la confluencia Nef/Baker con diferentes indicadores climáticos tales como temperatura, precipitación y cobertura de nieve para los años 2000, 2001 y 2002 (obtenida a través del análisis de imágenes MODIS, (López et al., 2008)). Se observa que para cada año estudiado a la escala intra-anual, el caudal sigue una fluctuación estacional con altos caudales en los meses de Enero y Febrero disminuyendo progresivamente hasta mediados de la estación de invierno (Junio o Julio). Alrededor de Agosto o Septiembre, el caudal aumenta nuevamente y continúa con una tendencia de aumento hasta Diciembre.

Si se comparan las fluctuaciones intra-anales con aquellas observadas para la temperatura y la precipitación, se puede mencionar que la estacionalidad del caudal está determinada mayoritariamente por los ciclos estacionales de la temperatura ya que la estacionalidad de la precipitación es más reducida.

A pesar de lo anterior, varias crecidas se asocian a aumentos importantes de precipitación. Esto ocurre particularmente durante el invierno, como por ejemplo el 22 de Abril de 2000 y el 20 de Agosto del año 2001 (**Figura 34**).

Para los tres años estudiados, las crecidas observadas en primavera y verano se explican principalmente por las fluctuaciones de la temperatura. Por ejemplo el 29 de Enero del año 2000, el caudal aumentó $110 \text{ m}^3/\text{s}$ en sólo tres días con un ascenso asociado de la temperatura en los días previos de 7.3°C .

Lo mismo se observó el 15 de Diciembre del año 2000 cuando el caudal aumentó $140 \text{ m}^3/\text{s}$ en sólo 3 días, mientras que la temperatura aumentó 8°C entre el 14 y el 15 del mismo mes.

Durante las estaciones de primavera y de verano se produce el derretimiento glaciar y nival. El derretimiento nival es representado en la **Figura 34** a través de la evolución de la cobertura de nieve. Dicha información también es comparada con el caudal.

Se observó que cuando la superficie de la cobertura de nieve aumenta (asociado a una disminución de la temperatura) el caudal disminuye y vice-versa. Incluso el caudal máximo observado durante la estación de verano del año 2002 ocurrió cuando la cobertura de nieve era la más pequeña del año (21 de Febrero). Eso significa que la superficie de ablación del glaciar Nef se encontraba en la máxima extensión de la estación de verano de ese año (López et al., 2008). En consecuencia, la contribución proveniente del derretimiento glaciar debería ser alta teniendo en cuenta que de acuerdo con la imagen ASTER del 27 de Febrero del año 2005, el 24 % del total de la cuenca que descarga a la confluencia con el río Baker corresponde a superficie glaciar. De ese 24 % casi la totalidad corresponde al glaciar Nef. Luego, la contribución proveniente del derretimiento del glaciar Nef es significativa en los caudales observados en la confluencia.

También algunas crecidas se pueden explicar por aumentos de precipitación combinado con un aumento de la temperatura. Esta situación se observa más frecuentemente durante la estación de otoño. Por ejemplo, entre el 2 y el 3 de Abril de 2002, la precipitación aumentó 34,5 mm, la temperatura 5°C y en consecuencia se observa un incremento de caudal de 150 m³/s. Eso significa que ese caudal registrado fue alimentado por precipitación, derretimiento nival y probablemente por derretimiento glaciar aún presente durante dicha estación del año.

7.4.2.2 Río Nef en estación limnigráfica

El caudal del río Nef medido en la estación limnigráfica para el período 2005 -2007 se muestra en la **Figura 35** y **Figura 36**. Durante el período comprendido entre Abril y Diciembre del año 2005 (**Figura 35**), el río presenta el caudal más bajo durante la estación de invierno y el más importante durante la estación de otoño, primavera y verano. El caudal promedio de la estación de invierno del año 2005 es de 14 m³/s, mientras que el caudal promedio para la estación de otoño, primavera y verano es de 45 m³/s para el mismo año.

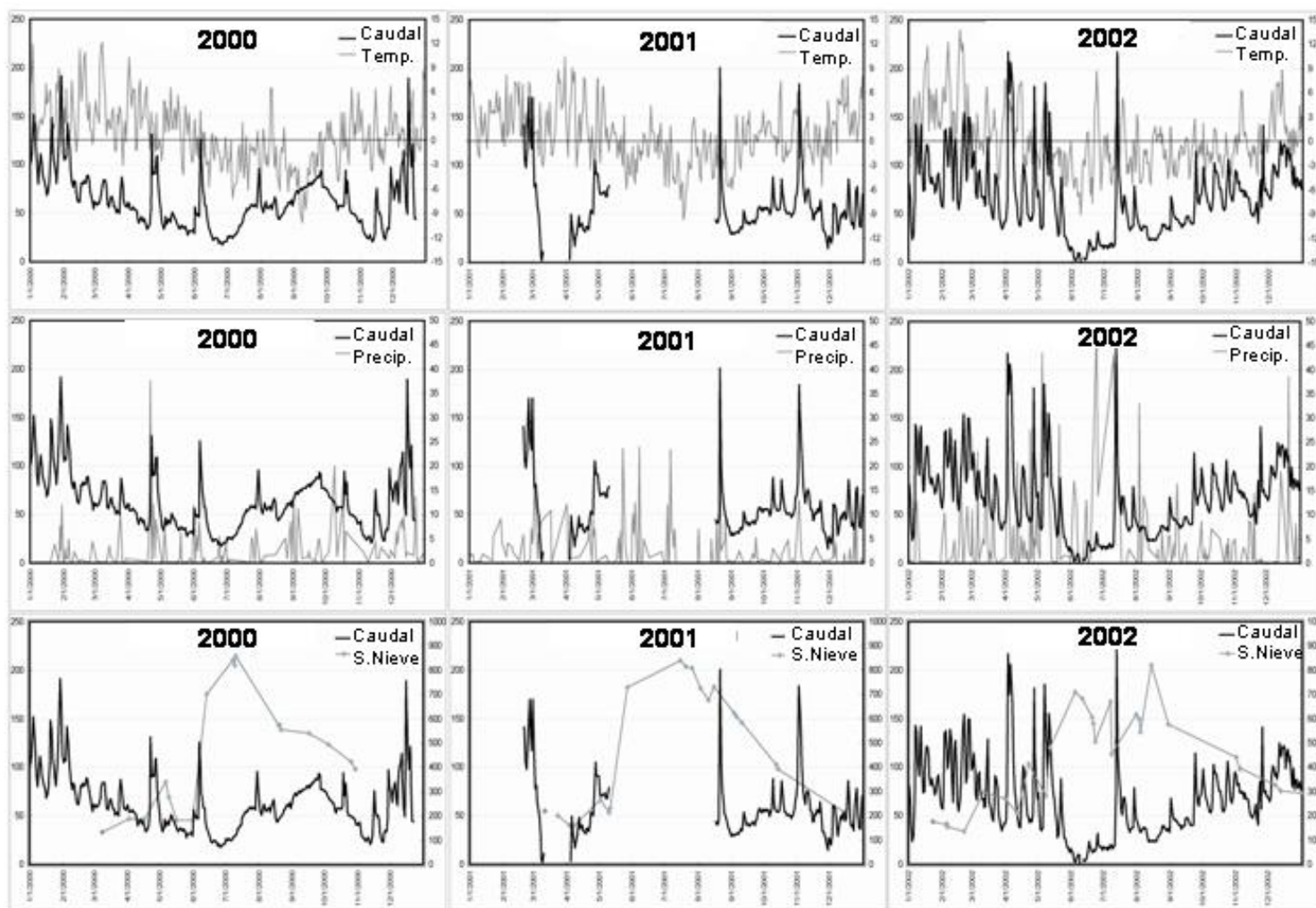


Figura 34. Comparación de caudal del río Nef en la confluencia con el río Baker con datos de temperatura (Reanálisis), precipitación (El Balseo) y cobertura de nieve (S.Nieve) entre 2000 y 2002.

Se observan interesantes relaciones entre la temperatura del aire, la precipitación y el caudal. Por ejemplo, durante la estación de invierno (Junio a Septiembre), la temperatura está frecuentemente bajo 0°C y el caudal es bajo. Sin embargo, inmediatamente después que la temperatura presenta un leve aumento por sobre los 0°C se observan aumentos de caudal que pueden ser explicados más por el derretimiento nival que por el derretimiento glaciar porque la estación de ablación del glaciar se produce principalmente en verano. Lo anterior puede ser monitoreado a través de la cobertura nival de la cuenca.

Por ejemplo, entre el 3 y el 7 de Julio del año 2005, la temperatura diaria (obtenida del reanálisis NCEP/NCAR) aumentó desde -4°C a 6°C y el caudal aumentó en 2,4 m³/s. Durante ese período, la cobertura de nieve disminuyó (López et al., 2008). Aunque durante la estación de invierno el caudal experimentó leves crecidas, dado que la temperatura se mantuvo frecuentemente bajo 0°C, el caudal se mantuvo en niveles bajos.

En esta zona, tal como ocurre en la zona cercana a la confluencia Nef-Baker, la estacionalidad de la precipitación es reducida comparada con la estacionalidad de la temperatura. Durante la estación de invierno del año 2005 a lo menos 5 veces hubo aumentos de precipitación sin que ellos provocaran ninguna crecida significativa.

La cuenca del río Nef en el punto de descarga en la estación limnigráfica posee un 50,1 % de cobertura glaciar. Debido a lo anterior se observa que durante las estaciones de otoño, primavera y verano, el caudal sigue las fluctuaciones diarias de la temperatura.

La crecida más importante del año 2005 se observó el 1 de Mayo alcanzando un caudal de 136 m³/s cuando la temperatura aumentó de -0.74°C a 7.74°C durante dos días previos (29 y 30 de Abril). Adicionalmente, en los días previos (entre el 26 y el 28 de Abril) se registraron precipitaciones en aumento (de 0,6 mm a 19,4 mm) y el caudal fue aumentado progresivamente de 24,1 m³/s el 26 de Abril hasta 74.1 m³/s el 30 de Abril. Luego, probablemente, la principal crecida del año 2005 se debe a un efecto combinado de aumento de precipitación y derretimiento glaciar asociado a un rápido aumento de la temperatura.

Durante la estación de verano del año 2006 el caudal alcanzó un promedio de 64 m³/s.

8 BASES PARA UNA MODELACION HIDROLOGICA EN LA CUENCA DEL RIO NEF

8.1 Definición de modelación hidrológica

Un modelo se define como una representación simplificada de un proceso o de un sistema. En general, definimos un modelo por su finalidad como todo medio que permita razonar acerca de un(os) fenómeno(s) tomando en cuenta entidades o procesos elementales o que permita reconstituirlos por combinación (Makhlouf, 1994). Un modelo es, en consecuencia, necesariamente reduccionista de la complejidad natural (Makhlouf, 1994).

Según (Musy et al., 2002), un modelo es una representación esquemática de un fenómeno físico realizada con el objetivo de estudiarlo mejor o de analizar la influencia que él (fenómeno) ejerce. Dicha representación puede ser matemática o física. En el primer caso el modelo es el resultado de expresiones analíticas de la realidad observada supuesta y se presenta generalmente bajo la forma de un conjunto de ecuaciones. Los modelos físicos corresponden a representaciones conceptuales o “tipo” maqueta.

Existen numerosos tipos de modelos hidrológicos clasificados de acuerdo al tipo de representación. La selección de un tipo de modelo determinado es compleja debido a la gran diversidad de tipos de modelo. Según Musy et al. (2002) algunos de los criterios que se deben tomar en cuenta en el momento de seleccionar un modelo son: el objetivo del estudio, la simplicidad (el modelo debe ser lo más simple posible), el tiempo de observaciones y su escala de tiempo.

Tipos de modelos hidrológicos

- Modelos distribuidos y globales

Cuando el contexto geográfico está incluido en la modelación existen dos opciones. La primera corresponde al *modelo global* donde se considera que las variaciones espaciales de los parámetros y las variables de entrada tienen un efecto no significativo y que no es necesario dividir el espacio. Al contrario, cuando el contexto geográfico es heterogéneo se

debe construir un *modelo distribuido* para el cual se puede dividir el espacio en grillas de tamaño regular por ejemplo. También existen los modelos de tipo *semi-distribuido* cuando en un modelo global se intenta tomar en cuenta la heterogeneidad del medio y se divide el espacio en parcelas ficticias que representen distintos tipos de ocupación de suelo.

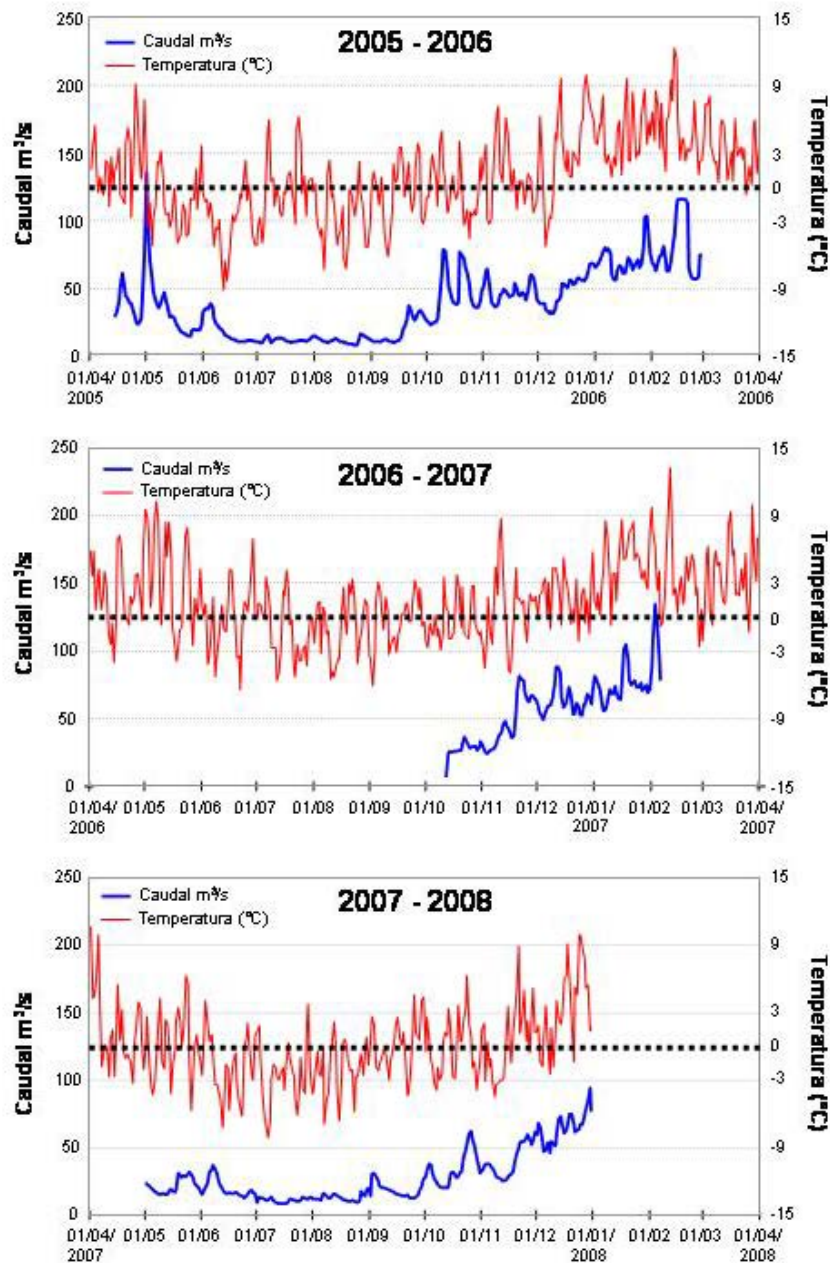


Figura 35. Comparación del caudal del río Nef calculado para la estación unido a datos de temperatura.

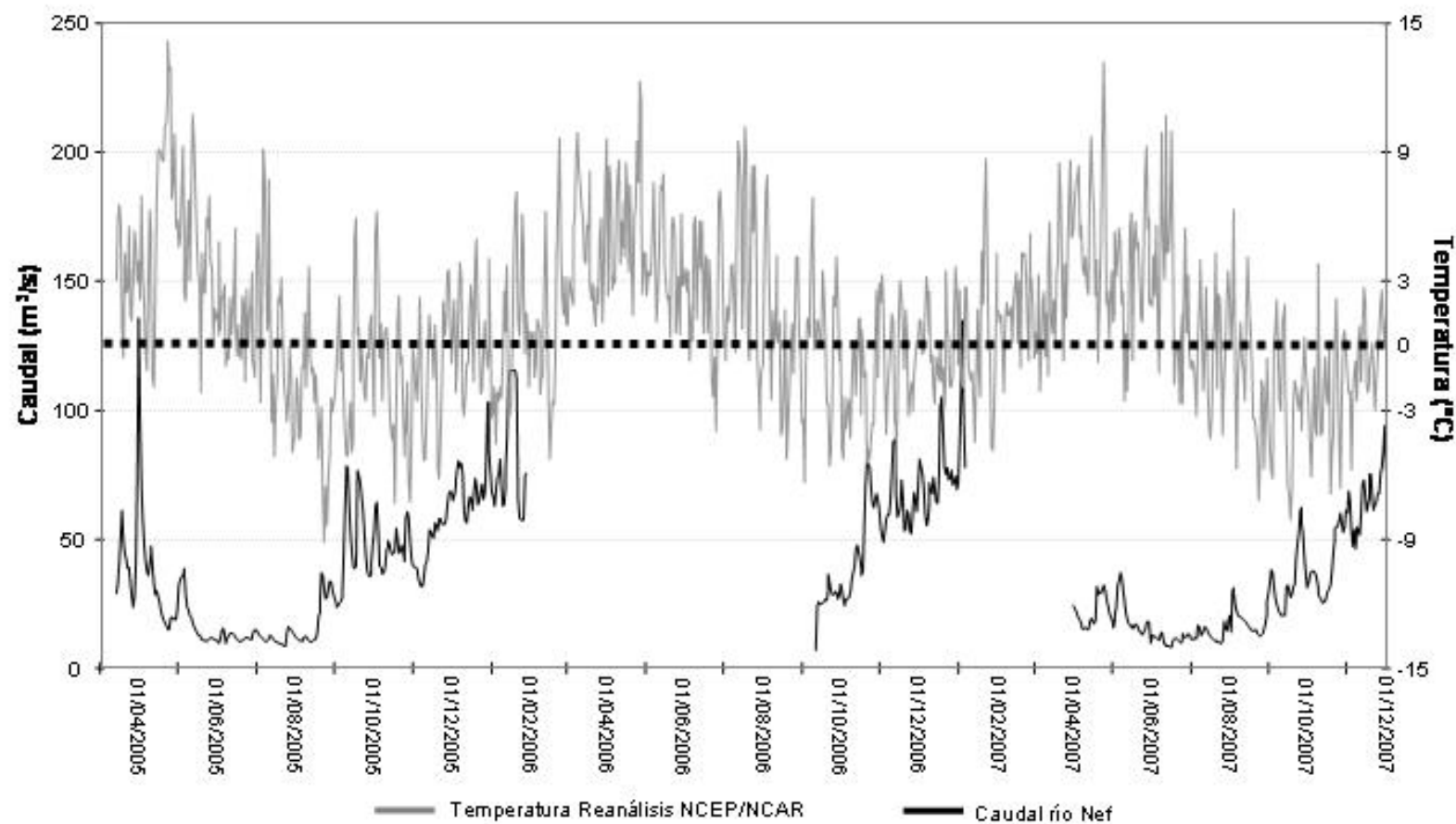


Figura 36. Comparación del caudal del río Nef calculado para la estación limnigráfica con datos de temperatura para todo el período de medición (2005 – 2007) (López, 2007).

- Modelos estocásticos y deterministas

Un modelo estocástico corresponde a aquel en que las variables de entrada y los parámetros de error son variables aleatorias. En contraposición, si ninguno de los parámetros del modelo es aleatorio corresponde a un *modelo determinista*.

- Modelos dinámicos y estáticos

Un modelo es *dinámico* cuando algunas de sus variables evolucionan en el transcurso del tiempo. Existen a su vez dos tipos de modelos dinámicos: los *modelos transitorios* y no *estacionarios*. Al contrario, cuando las variables y los parámetros son independientes del tiempo corresponde a un *modelo estático* que puede ser un *modelo permanente* y un *modelo estacionario*.

- Modelos continuos y discontinuos

Los *modelos continuos* simulan la evolución de una variable de estado del sistema continuamente, reproducen el comportamiento del sistema a largo plazo. En cambio los *modelos discontinuos* funcionan evento por evento. Este tipo de modelo trabaja con escalas de tiempo bastante reducidas y tiene por objetivo describir en detalle la respuesta del sistema a lo largo de un evento particular.

- Modelo conceptual y empírico

Los *modelos mecánicos* describen los mecanismos internos del sistema basándose sobre las leyes de la física y sobre un perfecto conocimiento de la estructura física del sistema. Los *modelos conceptuales* integran factores complejos tratando de describir el concepto físico del comportamiento del sistema en una representación más simple, y son por lo tanto, reductores de la complejidad natural. Los *modelos empíricos* no se refieren a los procesos internos del sistema, solo establecen relaciones entre las variables de forzamiento y las variables de salida.

8.2 Ejemplos de modelación hidrológica en otras cuencas glaciares del mundo

A partir de los años 1960 hubo un auge importante de la investigación hidrológica. En este contexto el estudio de las cuencas glaciares se vio altamente desarrollado y diversos trabajos de modelación hidrológica se han llevado a cabo en muchas partes del mundo.

Uno de los trabajos pioneros corresponde al realizado por (Baker et al., 1982), quien, a través de una modelación hidrológica, calculó el caudal proveniente del glaciar Vernagtferner ubicado en Austria. Otros trabajos más recientes se presentan en el estudio realizado por Casassa et al. (en prensa), quienes realizaron una síntesis de resultados obtenidos de modelaciones hidrológicas en distintas partes del mundo (América del Norte, Asia central, los Alpes y los Andes) concluyendo que existe un patrón geográfico de tendencias de escurrimiento glacial. En Asia Central y Perú existe una tendencia positiva producto de un aumento del derretimiento debido a calentamiento reciente, mientras que en Canadá y los Alpes se observan tendencias positivas (debido al aumento del derretimiento) y negativas (debido a la relevante disminución de los glaciares).

Hasta el momento el principal problema que se ha observado en los resultados obtenidos a través del modelación de cuencas glaciares es que no se han considerado todos los procesos físicos ni su evolución en el transcurso del tiempo. Una solución a este problema es la aplicación de modelos distribuidos o semi-distribuidos tal como lo realizó Huss et al. (2008) en el valle Zinal. Huss et al. (2008) desarrollaron un modelo hidro-glaciológico denominado Glacier Evolution Runoff Model (GERM) que tiene la importante particularidad de incluir en el modelo los cambios producidos en los glaciares introduciendo como componentes del sistema del balance de masa glaciar, la evaporación, el caudal, y el cambio en la topografía superficial del glaciar. Otro modelo semi-distribuido es el aplicado por Suárez et al. (Suarez et al., 2008) en la cuenca del lago Parón (Perú).

Como resultado de la revisión bibliográfica llevada a cabo se propone la aplicación de por lo menos dos modelos hidrológicos de tipo distribuido o semi distribuido. A modo de ejemplo se propone el modelo distribuido HYDRA. La proposición de dicho modelo se basa principalmente en tres razones: se trata de un modelo distribuido, lo que permitirá una correcta representación de la distribución espacial de la cuenca; el modelo se ha aplicado en otras áreas del mundo con buenos resultados (Coe, 2000) y, por último, el modelo está disponible para ser

aplicado para el estudio de la cuenca del río Nef. A continuación se exponen sus características generales.

8.3 El modelo hidrológico HYDRA

8.3.1 Descripción general

El modelo hidrológico HYDRA (Hydrologic Routing Algorithm) es un modelo de tipo distribuido que permite la representación de la dinámica de ríos, lagos y zonas húmedas. HYDRA corresponde a una versión modificada del modelo SWAM (Surface Water Area Model, (Coe, 2000)). El modelo SWAM da cuenta de los procesos hidrológicos de lagos, ríos y zonas húmedas de manera simultánea, dinámica y conectada y al mismo tiempo los hace evolucionar en función de los escurrimientos superficiales y de zonas de almacenamiento (reservorios). Dicho modelo entrega como resultado los cambios de caudal de la zona de estudio derivando el recorrido de ríos y volúmenes de los reservorios a partir de un MDE que corresponde a la información de base del modelo.

HYDRA se basa sobre los mismos principios que SWAM, la principal diferencia entre ambos corresponde al intervalo de tiempo de las variables climáticas de entrada: en SWAM se ingresan a un intervalo anual, mientras que en HYDRA se ingresan a un intervalo mensual, lo que permite incorporar el análisis de la estacionalidad.

Desde el punto de vista espacial, en HYDRA la cuenca se divide en píxeles cuyo tamaño está determinado por la resolución espacial del MDE utilizado. Luego, el modelo que se basa principalmente en la topografía, reposa en dos principios de base:

- La definición de la red hidrográfica, se basa en el MDE y permite la determinación de áreas potenciales de acumulación de agua, vale decir depresiones, (en inglés Potential Water Areas, PWA, sigla que se adoptará en la redacción de este informe) así como la localización de salidas de agua.

- HYDRA utiliza un sistema linear de reservorios para representar la transferencia de escurrimientos de superficie y de sub superficie a lo largo de la red hidrográfica.

El volumen de agua por unidad de tiempo (m^3/s) que entra en la red hidrográfica en cada píxel se calcula de la siguiente manera:

$$Rs + Rd + Pw + Ew$$

Ecuación 9

Donde,

Rs : escurrimiento superficial; Rd : escurrimiento sub-superficial; Pw : precipitación; Ew : evaporación (agua libre).

El transporte de escurrimientos se representa a través de 3 reservorios (**Tabla 5**):

Wr	Reservorio “río”	Corresponde al almacenamiento de agua “aguas arriba” y local
Ws	Reservorio “superficie	Es el almacenamiento de agua que escurre localmente hacia un río
Wd	Reservorio “sub-superficie”	Contiene agua que se escurre hacia un río a través del suelo

Tabla 5. Reservorios en el modelo HYDRA.

8.3.2 Datos de entrada necesarios para la aplicación del modelo HYDRA en la cuenca del río Nef

8.3.2.1 Datos del medio (o entradas geomorfológicas)

La información de base del medio corresponde a la información extraída del MDE. Este último debe ser generado a la resolución espacial más fina posible. Sin embargo, la resolución

de salida del modelo estará determinada por la capacidad de procesamiento. A modo de ejemplo si se considera un MDE elaborado en base a imágenes ASTER a resolución espacial de 15 m, la cuenca del río Nef (con salida en el punto del limnógrafo) de 290 km² será representada en más de un millón de píxeles, cantidad demasiado grande para su procesamiento. Adicionalmente, de acuerdo con Musy et al. (1998), el espacio debe ser dividido en píxeles que posean un tamaño determinado de acuerdo a los siguientes criterios:

- El tamaño del píxel debe ser suficientemente grande para ser hidrológicamente creíble: no se deben representar fenómenos puntuales sin importancia
- El tamaño del píxel debe ser suficientemente grande considerando las capacidades informáticas en el momento del procesamiento de la información
- Debe ser suficientemente pequeño para satisfacer las condiciones de estabilidad de soluciones digitales/numéricas.

Teniendo en cuenta que dentro del sistema hidrológico a estudiar de la cuenca del río Nef existe un lago, el MDE debería integrar la batimetría del lago. Puesto que esa información no existe en la cartografía oficial, la mejor opción es utilizar la información medida por (Warren et al., 2001) (**Figura 37**).

8.3.2.2 Datos climáticos

Los datos climáticos deberán ser trabajados a un intervalo de tiempo mensual. Por otra parte, todos los datos climáticos deberán ser adaptados a la resolución espacial del MDE que sea utilizado durante el proceso de modelación.

Precipitación líquida

Existen varias fuentes desde donde se puede extraer la precipitación:

- CRU (Climatic Research Unit, University of East Anglia, UK)
<http://www.cru.uea.ac.uk/>
- Datos satelitales
- Datos de estaciones de superficie.

Tomando en cuenta que el modelo HYDRA trabaja a una resolución espacial de 0,5° de latitud, que los datos espaciales serían trabajados a una resolución mucho mejor y que las estaciones meteorológicas que se localizan alrededor del área de estudio no son muy numerosas, no existiría un dato de precipitación para cada píxel.

Desde el punto de vista espacial, se podría ingresar al modelo la misma precipitación para cada píxel. Sin embargo, la incertidumbre del resultado de la modelación sería bastante importante. Una solución podría ser la interpolación usando todos los datos disponibles y crear, posteriormente, una grilla de precipitación “distribuida”. Para ello, sería necesario utilizar la información proveniente de las estaciones meteorológicas circundantes y del pluviómetro instalado en el río Nef.

Precipitación sólida

Desafortunadamente no existen registros (conocidos) de precipitación nival en la Región de Aysén. Lo que se propone en nuestro estudio es llegar, a lo menos, a responder dos preguntas básicas: (i) cuándo se produce una precipitación sólida y (ii) aproximadamente qué cantidad de nieve cayó. Para poder responder estas preguntas se propone estudiar en forma combinada el gradiente vertical de la temperatura del aire, los datos de precipitación disponibles y cartas de cobertura de nieve posibles de obtener por ejemplo a través del procesamiento de imágenes satelitales de mediana resolución (p.ej. MODIS: Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) (López et al., 2008).

Evaporación

Para la estimación de la evaporación se puede realizar un cálculo matemático que toma, principalmente, la temperatura como dato de entrada. Escobar et al. (1992) utilizaron, por ejemplo, la ecuación de TURC (Lencastre, 1996); mientras que Suárez et al. (2008) aplicaron la ecuación de PENMAN (Musy et al., 1998). Sería necesario analizar cual de las dos ecuaciones se adapta mejor al caso del estudio del río Nef.

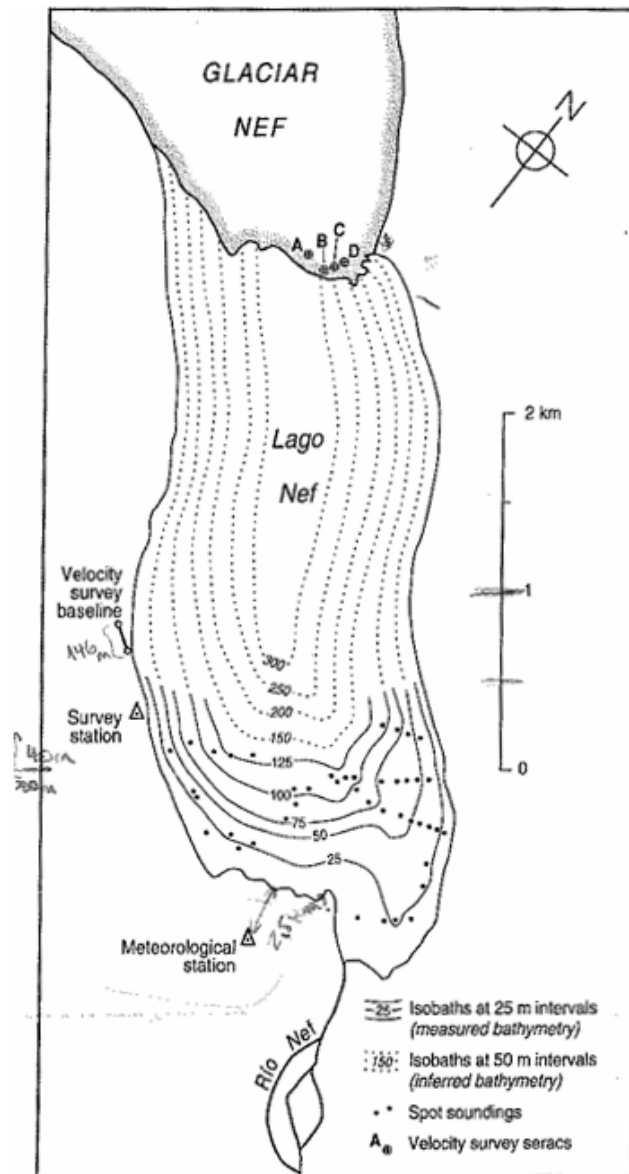


Figura 37. Batimetría del Lago Nef según Warren et al., 2001.

8.3.2.3 Datos del medio glaciar (o entrada de datos glaciológicos)

Tal como se mencionó anteriormente, el 51% de la cuenca estudiada corresponde a una zona glaciar que tiene una importante contribución al caudal del río Nef.

La fusión de un glaciar es producto de varios procesos de interacción entre el glaciar y el medio que lo rodea (Paterson, 1994; Oerlemans, 2001). El glaciar producirá agua de fusión en respuesta a la energía incidente como también a variaciones de la temperatura del aire. Para estimar la fusión causada por los intercambios energéticos, se debe realizar un balance de energía y para su estimación se debe contar con una estación meteorológica instalada sobre el glaciar mismo. Dicha actividad no está por el momento contemplada. Por lo tanto, como una primera etapa, sería de interés estudiar la fusión solamente en función de la temperatura, a través de un modelo “*Día-Grado*” (Hock, 2003; Hock, 2005). Para la aplicación de tal modelo, sería necesario medir simultáneamente durante algunos días, la temperatura del aire y las variaciones de espesor de hielo en la zona de ablación del glaciar, por ejemplo en las balizas instaladas en la campaña de Noviembre 2008.

9 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

9.1 Conclusiones

La revisión bibliográfica recopilada, el Sistema de Información Geográfica confeccionado y las campañas de terreno llevadas a cabo en Mayo y Octubre (altimetría láser aérea) y en Noviembre (glaciología) del presente año permitieron llevar a cabo importantes avances en (i) la estimación del balance de masa del glaciar Nef, (ii) el análisis de las relaciones existentes entre el caudal del río Nef y las variables climáticas locales y regionales y (iii) seleccionar un modelo hidrológico a aplicar a futuro en la cuenca del río Nef que permita estimar los recursos hídricos en la cuenca.

Basado en los datos de altimetría láser se estimó que el balance de masa invernal extrapolado para la cuenca alta del glaciar Nef donde ocurrió acumulación de nieve (rango altitudinal entre 960 m y 1712 m s.n.m.) para el año 2008 (27 Mayo – 13 Octubre) es de 1,6 m

e.a. Sin embargo, el valor obtenido tiene un margen de error ligado a la fecha de realización de mediciones correspondientes al inicio del año hidrológico, que para este estudio fue asumida el 27 de Mayo 2008, fecha algo tardía. Según López et al. (2008), la posición más alta de la Línea de Equilibrio en Campo de Hielo Norte se observa normalmente entre principios de Marzo y fines de Abril. Durante el mes de Mayo de 2008, probablemente, el Campo de Hielo debe haber estado sometido a caídas de nieve que no estarían siendo consideradas en el cálculo de acumulación de nieve que se presenta en este informe.

El análisis de la relación existente entre el caudal del río Nef (en la estación limnigráfica y en la confluencia con el río Baker) y la temperatura del aire muestra claramente la contribución del derretimiento del glaciar Nef. Esto valida el método aplicado para la construcción de la curva de descarga. Sin embargo, puesto de que se trata de un método indirecto, se debe seguir realizando campañas de aforo para estimar el caudal del río Nef con mayor precisión.

9.2 Recomendaciones

Una vez finalizada la estación de verano se podrá contar con las mediciones realizadas en las balizas instaladas en la zona de ablación. Adicionalmente, se debería realizar una campaña futura de altimetría láser. De esta manera se podrían completar los resultados de altimetría láser y obtener el balance de masa de verano y, finalmente, se podría calcular el balance de masa anual.

Tal como se mencionó en el presente documento, parte de la estación hidrológica fue robada y lamentablemente no se cuenta con datos de nivel de agua ni de temperatura del aire desde el momento del robo (entre enero y noviembre de 2008). Para la continuación del este proyecto (pionero en la región de Patagonia) es imperativo poder realizar, en el corto plazo, una campaña de terreno para instalar otro limnógrafo y un sensor de temperatura del aire. La urgencia se basa en que se debe evitar la pérdida de datos especialmente durante la estación de verano que corresponde a la estación de ablación del glaciar. Dicha información es clave para el cálculo del balance hídrico de la cuenca.

A futuro se deberían multiplicar las campañas de aforo y poder instalar una estación hidrológica satelital para poder controlar mejor la evolución de la estación y, a largo plazo, reducir los costos del proyecto puesto que cada campaña de terreno tiene un costo asociado elevado.

REFERENCIAS

1. Aniya, M., H. Sato, R. Naruse, P. Skvarca and G. Casassa (1996). "The use of satellite and airborne imagery to inventory outlet glaciers of the Southern Patagonia Icefield, South America." Photogrammetry Engineering and Remote Sensing **62**(12): 1361 - 1369.
2. Baker, D., H. Escher-Vetter, H. Moser and H. Oerter (1982). "A glacier discharge model based on results from field studies of energy balance, water storage and flow." IAHS Publication **138**.
3. Bamber, J. and A. Payne, Eds. (2004). Mass balance of the Cryosphere. Observations and modelling of contemporary and future changes. Cambridge, Cambridge University Press.
4. Benítez, A. (1988). Pluviometria de la zona austral. Estimacion de lo recursos hidricos de una cuena, ENDESA Empresa Nacional de Electricidad. Filial CORFO: 199.
5. Berthier, E. (2005). Dynamique et bilan de masse des glaciers de montagne (Alpes, Islande, Himalaya): Contribution de l'imagerie satellitaire. Glaciologie et Télédétection. Toulouse, France, Université Toulouse III, Paul Sabatier: 247.
6. Casassa, G. (1987). "Ice tickness deduced from gravity anomalies on Soler Glacier, Nef Glacier and the Northern Patagonia Icefield." Bulletin of Glaciological Research **4**: 43 - 57.
7. Casassa, G., J. Leidich, A. Rivera, J. Wendt, F. Ordenes, F. Escobar, F. Guzmán, J. Carrasco and P. López (2008). Sudden drainage of glacial Lake Cachet 2, Patagonia. 4th Alexander von Humboldt International Conference - The Andes: Challenge for Geosciences, Santiago, Chile.

8. Casassa, G., A. Rivera, W. Haeberli, G. Jones, G. Kaser, P. Ribstein and C. Schneider (2007). "Current status of Andean glaciers. Editorial." Global and Planetary Change: doi:10.1016/j.gloplacha.2006.11.013.

9. Coe, M. (2000). "Modeling Terrestrial Hydrological Systems at the Continental Scale Testing the Accuracy of an Atmospheric GCM." Journal of Climate **13**: 686 - 704.

10. Depetris, P. and A. Pasquini (2000). "The hydrological signal of the Perito Moreno Glacier damming of Lake Argentino (southern Andean Patagonia): the connection to climate anomalies." Global and Planetary Change **26**: 367 - 374.

11. Dusallant, A., O. Link, C. Meier, F. Espinoza, G. Benito, W. Buytaert and P. Carling (2008). Vaciamiento de lagos represados por glaciares: caso del lago Cachet 2 y crecidas catastróficas 2008 en los ríos Colonia y Baker. Jornadas de Hidráulica Francisco Javier Domínguez. Cambio Climático y sus Efectos Sobre los Recursos Hídricos, Santiago, Chile.

12. Escobar, F., F. Vidal and C. Garin (1992). Water balance in the Patagonia Icefield. Glaciological Researches in Patagonia, 1990. R. Naruse, Japanese Society of Snow and Ice: 109 - 119.

13. Farr, T., P. Rosen, E. Caro, R. Crippen, R. Duren, S. Hensley, M. Kobrick, M. Paller, E. Rodriguez, L. Roth, D. Seal, S. Shaffer, J. Shimada, J. Umland, M. Werner, M. Oskin, D. Burbank and D. Alsdorf (2007). "The Shuttle Radar Topographic Mission." Reviews of Geophysics **45**(RG2004): doi:10.1029/2005RG000183.

14. Francou, B., R. Saravia and P. Ribstein (1995). "Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier: Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S." Journal of Glaciology **41**(137): 61 - 67.

15. Fukami, H. and F. Escobar (1987). "Hydrological characteristics of Soler glacier drainage, Patagonia." Bulletin of Glaciological Research **4**: 91 - 96.
16. Hock, R. (2003). "Temperature index melt modelling in mountain areas." Journal of Hydrologie **282**: 104 - 115.
17. Hock, R. (2005). "Glacier melt: a review of processes and their modelling." Progress in Physical Geography **29**(3): 362 - 391.
18. Huss, M., D. Farinotti, A. Bauder and M. Funk (2008). "Modelling runoff from highly glacierized alpine drainage basins in a changing climate." Hydrological Processes **22**: 3888 - 3902.
19. IPCC (2007). Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Summary for Policymakers. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Geneva. **2007**.
20. Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne and D. Joseph (1996). "The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis." Bulletin of the American Meteorological Society **77**(3): 437 - 471.
21. Kaser, G. and H. Osmaston (2002). Tropical Glaciers. Cambridge, United Kingdom, Press Syndicate of the University of Cambridge.
22. Lencastre, A. (1996). Hydraulique Générale. Paris, France, Editions Eyrolles.
23. Lliboutry, L. (1956). Nieves y glaciares de Chile. Fundamentos de glaciología. Santiago.

24. Lliboutry, L. (1998). Glaciers of Wet Andes. Satellite image atlas of glaciers of the world. M. Williams and J. Ferrigno. Washington, D.C., U.S. Government Printing Office: I109-I206.

25. López, P. (2007). Impact de la variabilité climatique sur la cryosphere du Campo de Hielo Norte : Apport de la télédétection. Ecole Doctorale : Systèmes Intégrés en Biologie, Agronomie, Géosciences, Hydrosciences, Environnement. Montpellier, Université de Montpellier 2: 143.

26. López, P., P. Sirguey, Y. Arnaud, B. Pouyaud and P. Chevallier (2008). "Snow cover monitoring in the Northern Patagonia Icefield using MODIS satellite images (2000-2006)." Global and Planetary Change **61**: 103 - 116.

27. Makhoul, Z. (1994). Compléments sur le modèle pluie-débit GR4J et essai d'estimation de ses paramètres. Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie Isotopique. Paris, France, Université Paris XI Orsay: 434.

28. Matsumoto, K. (2008). Hydrological modelling of the Glaciar Exploradores drainage basin, Chilean Patagonia, using NCEP-NCAR reanalysis data. 4th Alexander von Humboldt International Conference. The Andes: Challenge for Geosciences, Santiago, Chile.

29. Matsumoto, T., S. Yamaguchi, H. Ohno, R. Naruse and K. Izumi (2001). Hydrometeorological features at Soler Glacier, northern Patagonia, in the summer of 1998. Glaciological and geomorphological studies in Patagonia, 1998 and 1999. M. Aniya and R. Naruse. Sapporo, Japan, Rapid Printing Center: 25 - 40.

30. Matsuoka, K. and R. Naruse (1999). "Mass balance features derived from a firn core at Hielo Patagonico Norte, South America." Artic, Antarctic and Alpine Research **31**(4): 333 - 340.

31. Musy, A., A. Favre, A. Gillardin, C. Higy, C. Picouet and S. Pugin (2002). "e-drologie" Cours d'Hydrologie Générale. Lausanne, Département de Génie Rural. Laboratoire d'Hydrologie et Aménagement (IATE/HYDRAM).
32. Musy, A. and C. Higy (1998). Hydrologie appliquée. Bucarest, Edition HGA.
33. Oerlemans, J. (2001). Glaciers and Climate Change. Rotterdam, A. A. Balkema.
34. Paterson, W. (1994). The physics of glaciers. Oxford, Pergamon.
35. Peña, H. and F. Escobar (1987). "Aspects of glacial hydrology in Patagonia." Bulletin of Glaciological Research **4**: 141 - 150.
36. Pouyaud, B., B. Francou, P. Chevallier and P. Ribstein (1998). "Contribución del programa "Nieves y Glaciares Tropicales" (NGT) al conocimiento de la variabilidad climática en Los Andes." Bulletin Institute Francais d'études Andines **27**: 593 - 604.
37. Pouyaud, B., B. Francou and P. Ribstein (1995). "A glacier monitoring network in the Tropical Andes." Bulletin Institute Francais d'études Andines **24**: 714.
38. Rignot, E., A. Rivera and G. Casassa (2003). "Contribution of the Patagonia Icefields of South America to Sea Level Rise." Science **302**: 434-437.
39. Rivera, A., T. Benham, G. Casassa, J. Bamber and J. Dowdeswell (2007). "Ice elevation and areal changes of glaciers from the Northern Patagonia icefield, Chile." Global and Planetary Change **59**(1 - 4): 126 - 137.
40. Sicart, J., P. Ribstein, B. Francou, B. Pouyaud and T. Condom (2007). "Glacier mass balance of tropical Zongo glacier, Bolivia, comparing hydrological and glaciological methods." Global and Planetary Change **59**(1 - 4): 27 - 36.

41. Suarez, W., P. Chevallier, B. Pouyaud and P. Lopez (2008). "Modelling the water balance in the glacierized Parón Lake basin (White Cordillera, Peru)." Hydrological Sciences Journal **53**(1): 266 - 277.
42. Universidad de Chile, D. d. G. (2006). Estudio de la variabilidad climática en Chile para el siglo XXI. Informe final. Santiago, Chile, CONAMA: 71.
43. Warren, C., D. Benn, V. Winchester and S. Harrison (2001). "Buoyancy-driven lacustrine calving, Glaciar Nef, Chilean Patagonia." Journal of Glaciology **47**(156): 135 - 146.
44. Wendt, J., G. Cassasa, A. Rivera, A. Wendt, J. Uribe and F. Ordenes (2008). Monitoring of ice elevation changes in southern Patagonia, Chile deploying CECS' airborne laser scanner - a status report. 4th Alexander von Humboldt International Conference - The Andes: Challenge for Geosciences, Santiago, Chile.

ANEXO 1
MDE del 27 de Mayo 2008

ANEXO 2
MDE del 13 de Octubre 2008

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Campo de Hielo Norte. Imágen Landsat ETM+ (28,5 m), 11 de Marzo 2001.....	8
Figura 2. Localización del glaciar Nef. Imágen ASTER (15 m), 27 de Febrero 2005.....	10
Figura 3. Modelo Digital de Elevación SRTM de CHN. El mapa de elevación está representado en la proyección UTM (zona 18) y el Datum WGS 1984.....	13
Figura 4. Delimitación de cuencas con imágenes SPOT del 27 Enero 1999.	14
Figura 5. Mapa temático obtenido a través del método de clasificación espectral aplicado al mosaico de imágenes SPOT del 27 Enero 1999.....	15
Figura 6. Curvas de nivel (equidistancia de 100 metros). El punto amarillo representa la localización de la estación limnográfica.....	16
Figura 7. Líneas de vuelo en el Glaciar Nef realizadas el 27 de Mayo de 2008.	17
Figura 8. Desviación estándar estimada del procesamiento de GPS del vuelo del 27 de Mayo de 2008 (rojo: componente este, verde: componente norte, azul: altura, turquesa: ruta)..	19
Figura 9. Perfil longitudinal del Glaciar Nef a partir de resultados láser de dos líneas de vuelo de la misma fecha (27 de Mayo 2008) en una zona de traslape. El eje Y representa la elevación y el eje X la distancia (40 m). Gráfico del software TerraSuite.....	20
Figura 10. Rutas recorridas durante la campaña glaciológica. El AGT Camp 2 también recibe el nombre de Campamento El Palomar. Al AGT Camp 3 se le denomina Campamento Laguna Espejo.	22

Figura 11. Estación Base GPS.....	23
Figura 12. Medición estática de balizas.....	23
Figura 13. Taladro para hielo Heucke	25
Figura 14. Perforación para instalación de baliza N°1 con el taladro de hielo, glaciar Nef.....	26
Figura 15. Instalación de la baliza N°1.	27
Figura 16. Zona de medición de la densidad de nieve.....	27
Figura 17. Taladro Monte Rosa.....	28
Figura 18. Estado de la estación limnigráfica al momento de la visita.	31
Figura 19. Corte del cable que une la batería al data logger.	31
Figura 20. Zona de acumulación y de ablación de un glaciar. La línea segmentada vertical indica la línea de equilibrio que separa ambas zonas.	33
Figura 21. MDE del 27 de Mayo 2008 representado sobre un mosaico de imágenes ASTER del 04/02/2008 (15 m de resolución espacial) en composición falso color VNIR.....	37
Figura 22. MDE del 13 de Octubre 2008 representado sobre un mosaico de imágenes ASTER del 04/02/2008 (15 m de resolución espacial) en composición falso color VNIR.	38
Figura 23. Figura de (Matsuoka et al., 1999). En la abscisa se representa la densidad de la neviza y nieve y en la ordenada la profundidad de la muestra. La densidad promedio en la columna de 14,5 m es de 670 kg/m ³ . Sin embargo, en el primer metro de la muestra	

(círculo rojo) Matsuoka et al. (1999) estimaron una densidad de nieve de aproximadamente 500 kg/m^3	41
Figura 24. Superficie del glaciar Nef dividida en rangos de altitud de 100 metros, basado en el DEM SRTM.	43
Figura 25. Curva hipsométrica construida en base al cálculo de la superficie en función de la altitud, basado en el DEM SRTM.	44
Figura 26. Diferencia de espesor entre el 13 de Octubre 2008 y el 27 de Mayo 2008, distribuida en rangos de altitud de 100 m.....	45
Figura 27. Diferencia de espesor sobre 960 m entre el 27 de Mayo y el 13 de Octubre vs altura del glaciar.	46
Figura 28. Diferencia de espesor bajo 960 m entre el 27 de Mayo y el 13 de Octubre vs altura del glaciar.	47
Figura 29. Diferencia de espesor entre 466 y 1700 m (zona baja y alta) entre el 27 de Mayo y el 13 de Octubre vs altura del glaciar.	47
Figura 30. Definición de cuencas para el cálculo del balance hídrico y ubicación de la estación hidrológica representado sobre un mosaico de imágenes ASTER del 27/02/2005 (15 m de resolución espacial) en composición falso color VNIR	50
Figura 31. Localización de estaciones D.L. Bertrand, A. Chacabuco y El Balseo en mosaico de imágenes SPOT del 27 Enero 1999.....	55
Figura 32. Datos de precipitación en el río Nef extraídos del pluviómetro el 5 de Noviembre 2008. A partir de fines de Julio se observa una disminución relevante de las	

precipitaciones, que puede deberse a la alteración del pluviómetro durante el evento de robo del panel solar y la batería.....	56
Figura 33. Curva de descarga obtenida. La línea segmentada corresponde a la curva de descarga de la Estación Nef-limni, mientras que la línea continua corresponde al río Nef en la confluencia con el Baker.....	57
Figura 34. Comparación de caudal del río Nef en la confluencia con el río Baker con datos de temperatura (Reanálisis), precipitación (El Balseo) y cobertura de nieve (S.Nieve) entre 2000 y 2002.	60
Figura 35. Comparación del caudal del río Nef calculado para la estación unido a datos de temperatura.	63
Figura 36. Comparación del caudal del río Nef calculado para la estación limnigráfica con datos de temperatura para todo el período de medición (2005 – 2007) (López, 2007).	64
Figura 37. Batimetría del Lago Nef según (Warren et al., 2001).	71

INDICE DE TABLAS

Tabla 1. Imágenes satelitales utilizadas y sus respectivas fechas de adquisición	11
Tabla 2. Itinerario campaña de terreno glaciológica efectuada al glaciar Nef en Noviembre de 2008.	21
Tabla 3. Localización en coordenadas UTM de balizas.....	25
Tabla 4. Cálculo de densidad de nieve medida en el glaciar Nef el 14 de noviembre de 2008 con un taladro Monte Rosa.....	40
Tabla 5. Reservorios en el modelo HYDRA.....	68