

MEMORANDUM

77

A: SR. RUBÉN VERDUGO C.
JEFE DIVISIÓN DE FISCALIZACIÓN (TP)

DE: VÍCTOR FERREIRA PÉREZ
JEFE DEL DEPARTAMENTO DE PLANIFICACIÓN, CONTROL Y
ESTUDIOS

MAT.: Responde a Memorándum N°446/2014 DFZ

Fecha: 15 OCT 2014

Estimado Sr. Verdugo

A través del presente remito los resultados de la evaluación de afectación de glaciares que con fecha 13 de agosto de 2014 usted ha solicitado a nuestra Unidad de Estudios.

Esperando haber cumplido con su requerimiento, me despido cordialmente,


VÍCTOR FERREIRA PÉREZ

Jefe Departamento de Planificación, Control y Estudios




CSJ/AVT

Distribución:

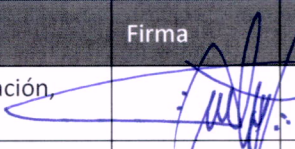
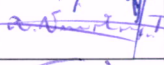

- DFZ
- DPCE



Superintendencia del Medio Ambiente
Gobierno de Chile

Análisis Exploratorio de Datos Derivados del Estudio Satelital del Comportamiento Temporal de Glaciares dentro del Área Pascua Lama, Atacama (2000-2014)

Octubre de 2014

	Nombre	Cargo	Firma	Fecha
Aprobado	Víctor Ferreira P.	Jefe Departamento de Planificación, Control y Estudios		18-10-14
Revisado	Andrea Villablanca T.	Encargada Unidad de Estudios, DPCE		13-10-14
Elaborado	Carlos Sierralta J.	Profesional Unidad de Estudios, DPCE		13-10-14



Contenido

1. INTRODUCCIÓN	3
2. MATERIALES Y MÉTODOS	4
2.1 Materiales	4
2.2 Métodos	5
2.2.1 Superficie	5
2.2.2 Albedo	5
2.2.3 Temperatura Superficial Terrestre	6
3. RESULTADOS: ANÁLISIS EXPLORATORIO DE DATOS	7
3.1 Superficie	7
3.2 Albedo	9
3.3 Temperatura	10
4. Conclusiones y Recomendaciones	13
5. Referencias	13
6. Anexos	15
6.1 Gráficos Pareados por glaciar	15
6.2 Informe N° 2	25
6.3 Informe N° 3	44



1. INTRODUCCIÓN

El presente documento corresponde al reporte del estudio encargado por la División de Fiscalización de la SMA, en el marco de las actividades de seguimiento del Proyecto Minero Pascua Lama de Compañía Minera Nevada SpA, en la Región de Atacama. Dicho estudio consiste en el análisis satelital del comportamiento temporal de los glaciares Guanaco y Estrecho, y los glaciaretos Esperanza y Toro I y II, situados dentro del área de influencia directa declarada por el titular en la documentación presentada al Sistema de Evaluación de Impacto Ambiental. Asimismo, se analiza el comportamiento de un glaciar de control ubicado fuera de dicha área de influencia.

Este estudio considera los análisis de tres parámetros glaciológicos fundamentales para el seguimiento de su estado, tales como Superficie, Albedo y Temperatura Superficial, durante el período comprendido entre otoño de 2000 e invierno de 2014.

El contenido de este documento comprende un capítulo metodológico que describe los insumos utilizados y el tratamiento matemático desarrollado para obtener productos derivados, un capítulo que presenta los resultados de la extracción de valores paramétricos para cada uno de los cuerpos glaciales y un análisis exploratorio de tales datos, y finalmente un capítulo de síntesis y recomendaciones.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1 Materiales

La información utilizada para la estimación de la superficie, albedo y temperatura de glaciares fue obtenida desde tres plataformas virtuales. La primera de ellas fue la *United States Geological Survey* (USGS), enfocada en proporcionar información científica de los sistemas naturales por medio de su plataforma virtual, que ofrece en forma gratuita a la comunidad diferentes productos de teledetección¹. La segunda fuente es el sitio web del proyecto *ASTER Global Digital Elevation Model* (ASTER GDEM)², el que pone a disposición del público un modelo digital de elevación (MDE) global de alta resolución. La tercera fuente es la interfaz web del *Level 1 and Atmosphere Archive and Distribution System* (LAADS)³, la que provee el acceso a todos los productos con nivel 1 de procesamiento de la información entregada por el *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS), a bordo de las plataformas satelitales *Terra* y *Aqua*.

El sitio web de la USGS provee de dos aplicaciones web, *Earth Explorer* y *Glovis*, las que permiten descargar gratuitamente imágenes satelitales de la constelación Landsat: *Landsat 5 Thematic Mapper*, *Landsat 7 Enhanced Thematic Mapper*, y el recientemente desplegado *Landsat 8*, provistas por los sensores *Operational Land Imager* (OLI) y *Thermal Infrared Sensor* (TIRS). A su vez, se obtuvo un Modelo Digital de Elevaciones sin costo desde la página web de ASTER GDEM, resamplado a 30 metros. Desde el sitio web del LAADS se descargó la cobertura con el contenido de vapor atmosférico registrado en el infrarrojo cercano, información con resolución espacial de 1 km. El software utilizado fue la versión 10.2 de *ArcGis* (ESRI), automatizando los procesos mediante la herramienta de programación gráfica *Model Builder*.

El insumo cartográfico utilizado como referencia corresponde al Inventario de Glaciares (IG) de Chile de la Dirección General de Aguas (DGA), dependiente del Ministerio de Obras Públicas (MOP), liberado por la Unidad de Glaciología y Nieves en el año 2014.

Las escenas de imágenes *Landsat* y MODIS utilizadas corresponden a las siguientes fechas:

31-03-2000	04-02-2006	11-01-2009	17-11-2011
02-05-2000	27-05-2006	15-02-2010	12-04-2013
03-06-2000	28-06-2006	01-01-2011	01-07-2013
09-10-2000	16-09-2006	02-02-2011	03-09-2013
13-01-2001	06-01-2007	22-03-2011	10-02-2014
02-03-2001	18-08-2007	23-04-2011	18-06-2014
04-02-2003	25-01-2008	09-05-2011	05-08-2014
29-09-2005	21-09-2008	13-08-2011	
15-10-2005	23-10-2008	29-08-2011	

¹ <http://www.usgs.gov>

² <http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp>

³ <http://ladsweb.nascom.nasa.gov>

31-10-2005

24-11-2008

30-09-2011

2.2 Métodos

Las metodologías utilizadas para el análisis de los parámetros mencionados son:

2.2.1 Superficie

- El ratio entre las reflectividades corregidas topográficamente de las bandas 5 y 6 del sensor OLI entrega los pixeles correspondientes a la superficie cubierta con hielo y nieve para valores mayores que 1. Este parámetro se ajustó según los resultados obtenidos para el interior de los polígonos reconocidos como cuerpos glaciares por el Inventario de Glaciares en el área de estudio. La expresión utilizada para el ratio fue:

$$R_{56} = \frac{\rho'_5}{\rho'_6}$$

Siendo ρ'_5 y ρ'_6 las reflectividades corregidas topográficamente de las bandas 5 y 6 del sensor OLI. Para los sensores TM y ETM se utilizan las bandas 4 y 5

- El índice NDSI que es un ratio comúnmente utilizado para detectar superficies de hielo y nieve. Se tomó como valores umbral del índice al intervalo [0,4 – 1] (Maestro y Recio, 2004), ajustándolo según los resultados obtenidos para la cobertura del Inventario de Glaciares. La expresión utilizada para calcular el NDSI fue:

$$NDSI = \frac{\rho'_3 - \rho'_6}{\rho'_3 + \rho'_6}$$

Siendo ρ'_3 y ρ'_6 las reflectividades corregidas topográficamente de las bandas 3 y 6 del sensor OLI. Para los sensores TM y ETM se utilizan las bandas 2 y 5.

La aplicación de los umbrales mencionados permite determinar la superficie y delimitar los polígonos que contienen a las masas de hielo, pudiendo así calcular la superficie de cada cuerpo glacial.

2.2.2 Albedo

Se usó el modelo de cálculo de albedo superficial de onda corta seguido por Liang et al (1999) que considera 5 bandas espectrales, en orden con su intento de abarcar una región más extensa con un algoritmo generalizado:

$$\alpha_{short} = -0,00180 + 0,356\rho_2 + 0,130\rho_4 + 0,373\rho_5 + 0,085\rho_6 + 0,072\rho_7$$

Con:

ρ_i = Reflectancia bandas OLI ($i = 2,4,5,6,7$)

Utilizando los polígonos obtenidos de la aplicación del ratio 5-6 y del NDSI, se extrajo el valor medio de albedo para cada cuerpo de hielo.

2.2.3 Temperatura Superficial Terrestre

Para obtener la TST se siguen tres etapas:

- La emisividad de algoritmo monocanal (ε_{sc}) se estimó considerando el conocimiento a priori de la emisividad de algunas superficies y su relación estadística con algunos valores umbrales del logaritmo natural del NDVI. Para calcular la emisividad se usaron los valores umbrales del índice vegetacional, rangos propuestos por Van De Griend y Owe (1993).
- A partir de la radiancia corregida de la banda termal (TIRS-1), se encontraron las temperaturas de brillo medidas en el sensor ($^{\circ}$ K) para las bandas 10 y 11 del sensor TIRS, dada por la expresión:

$$T_B = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_{\lambda}} + 1\right)}$$

Considerando que:

T_B = Temperatura de brillo en el sensor ($^{\circ}$ K)

K_1 = Constante de radiación 1 (metadatos)

K_2 = Constante de radiación 2 (metadatos)

- Finalmente, las funciones de transferencia atmosférica ψ_1 , ψ_2 y ψ_3 , encargadas de la corrección atmosférica, fueron obtenidas como función del vapor de agua atmosférico (w), según las expresiones y parámetros considerados para la banda termal centrada en los 10,9 μ m del sensor TIRS (banda 10) (Jiménez *et al.*, 2014):

$$\psi_1 = 0,04019 w^2 - 0,02916 w + 1,01523$$

$$\psi_2 = -0,38333 w^2 - 1,50294 w + 0,20324$$

$$\psi_3 = 0,00918 w^2 + 1,36072 w - 0,27514$$

Para estimar la TST ($^{\circ}$ K) se integraron todos los parámetros generados en el algoritmo monocanal generalizado de Jiménez-Muñoz y Sobrino (2003):

$$T_s = \gamma[\varepsilon^{-1}(\psi_1 L_{B10} + \psi_2) + \psi_3] + \delta$$

Con las siguientes aproximaciones de los parámetros gamma (γ) y delta (δ):

$$\gamma = \left\{ \frac{c_2 L_{B10}}{T_{B10}^2} \left[\frac{\lambda^4}{c_1} L_{B10} + \lambda^{-1} \right] \right\}^{-1}$$

$$\delta = -\gamma L_{B10} + T_{B10}$$

Dónde:

L_{B10} = Radiancia corregida banda 10 (TIRS-1)

T_{B10} = Temperatura de brillo banda 10 (° K)

λ = Centro del rango de longitud de onda de la banda 10

Al igual que en el caso del Albedo, los polígonos obtenidos de la aplicación del ratio 5-6 y del NDSI sirvieron para calcular la Temperatura Superficial media de cada glaciar.

Las metodologías para calcular los tres parámetros considerados se explican con mayor detalle en documentos adjuntos a este reporte (informes Anexos 2 y 3).

3. RESULTADOS: ANÁLISIS EXPLORATORIO DE DATOS

Este apartado entrega los resultados obtenidos para cada uno de los parámetros analizados en este documento. Antes de pasar a la descripción de los resultados, cabe hacer notar que los parámetros analizados se comportan, de manera general, de la siguiente manera:

- La Superficie tiene una relación inversamente proporcional a la Temperatura Superficial del cuerpo de hielo, de forma que un ascenso en la última incide en un descenso de la primera.
- El Albedo también tiene una relación inversamente proporcional a la Temperatura Superficial de la masa glacial, por lo que un aumento de la porción de luz reflejada por el cuerpo hacia la atmósfera y el espacio exterior, resultará en un descenso de la Temperatura. Si la masa pierde Albedo, por ejemplo por la sedimentación de cuerpos opacos, la Temperatura aumentará.
- El Albedo y la Superficie tienen una relación directamente proporcional. A menor albedo de un glaciar, debería disminuir su área y masa, debido a la mayor temperatura superficial y la consecuente fusión de hielo y la no consolidación de las nieves que alimentan estacionalmente a la masa gélida

3.1 Superficie

En el gráfico 1 se presenta la evolución superficial de los glaciares Estrecho y Guanaco, los glaciaretos Toro 1, Toro 2 y Esperanza, además del glaciar de control Ortigas 1. Puede apreciarse la diferencia de superficie entre los glaciares y los glaciaretos. A simple vista, la superficie no ha cambiado sustancialmente en el periodo, aunque por un asunto de escala es preciso enfocar el análisis en los glaciaretos, que por su menor tamaño, se acercan peligrosamente a superficies cercanas a cero km² (gráfico 2)

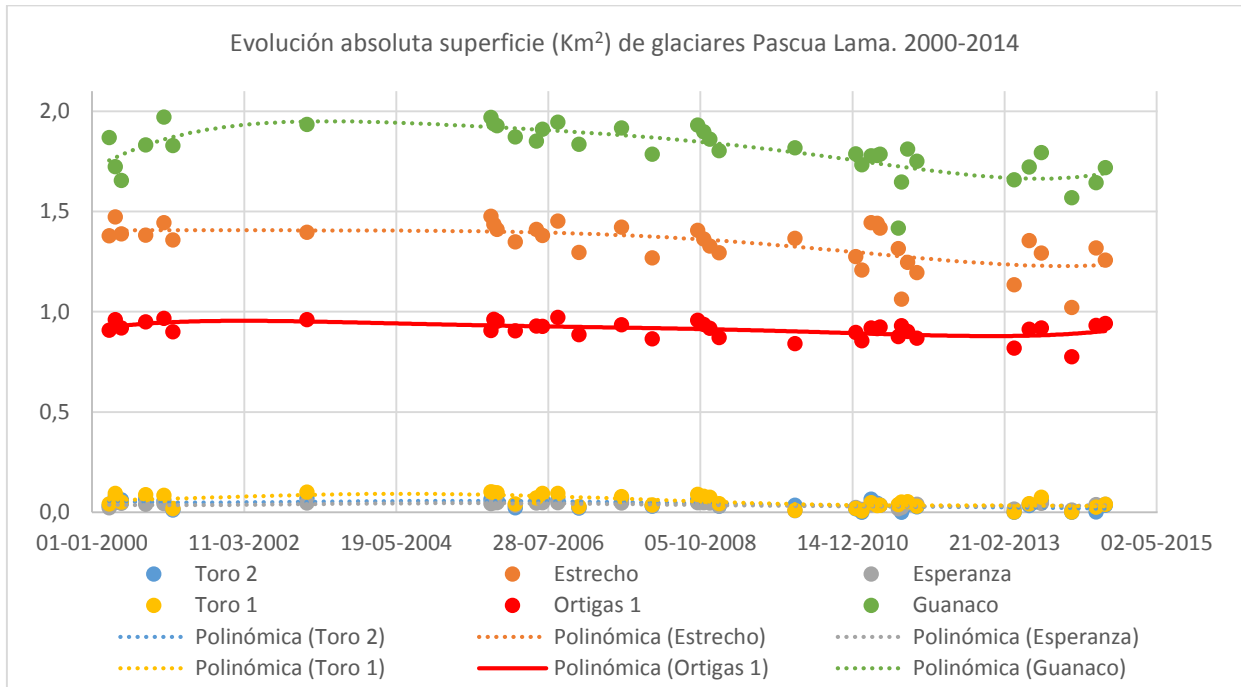


Gráfico 1. Evolución Absoluta de la superficie en kilómetros cuadrados de los glaciares del sector Pascua Lama, 2000-2014. En rojo vistoso datos de glaciar de control (Ortigas 1)

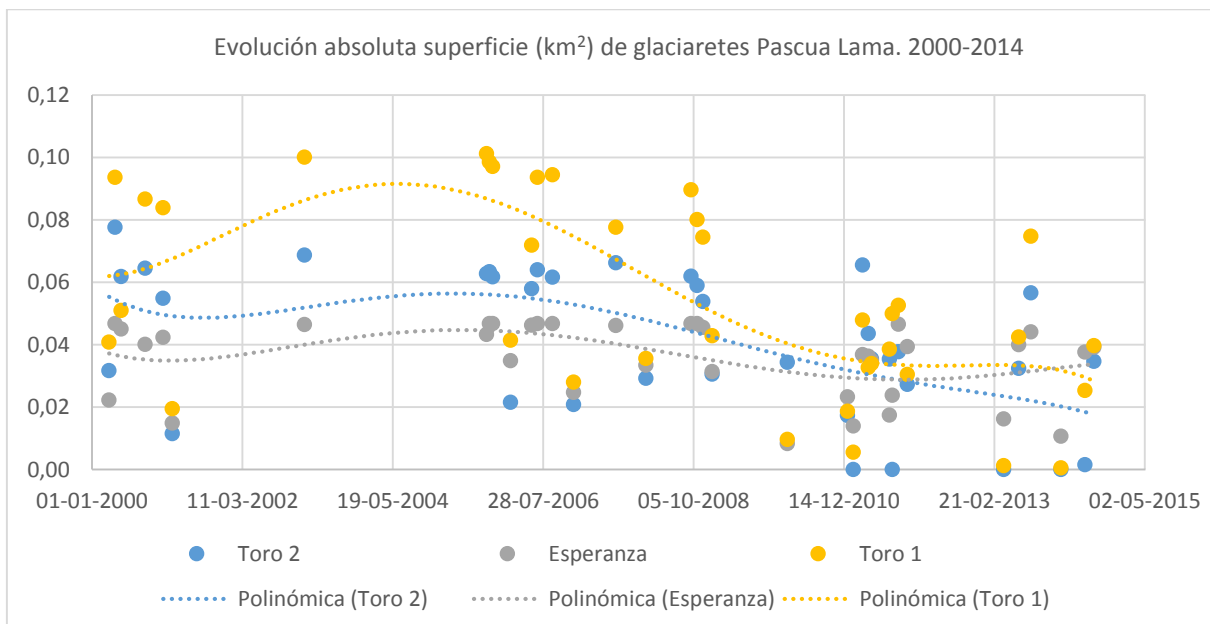


Gráfico 2. Evolución absoluta de la superficie en kilómetros cuadrados de los glaciaretos Toro 1, Toro 2 y Esperanza.

Respecto a lo anterior, una revisión de estos datos tomando como base la primera fecha estudiada (31 de marzo de 2000) nos revela que los glaciaretos, al ser analizados en su evolución relativa (gráfico 3) presentan una evidente variabilidad a lo largo de los 15 años comprendidos en este

estudio, donde a partir del segundo quinquenio de la década de 2000 presentan una sostenida tendencia a la baja, la cual los hace incluso casi desaparecer en algunas imágenes analizadas. En cuanto a las tendencias de los glaciares Estrecho y Guanaco, y del glaciar de control Ortigas 1, se observan estables durante el lapso 2000-2014. Esto hablaría de una mayor resiliencia a los cambios ambientales, dado su mayor superficie y masa que pueden generar condiciones morfoestáticas mayores a las de los glaciaretes.

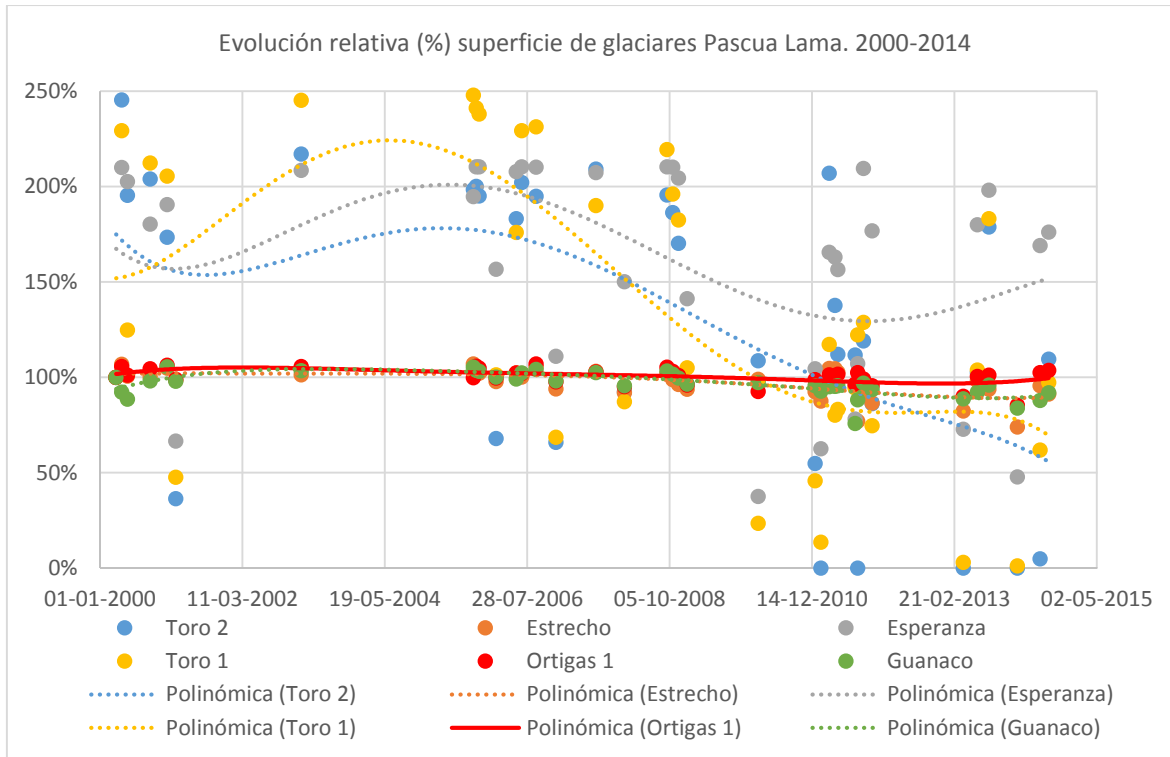


Gráfico 3. Evolución relativa de las superficies de los glaciares de Pascua Lama, 2000-2014, tomando como base la superficie de cada glaciar al inicio del estudio. En rojo vistoso los datos del glaciar de control (Ortigas 1).

3.2 Albedo

En cuanto al albedo, el gráfico 4 señala una caída de este en todos los cuerpos al inicio del periodo estudiado, salvo en el glaciar de control. A partir de 2001 se estabiliza en una tendencia a la baja de menor pendiente. A mediados de la década pasada, se puede ver un aumento del albedo en todos los cuerpos analizados, hasta 2008, donde nuevamente sostienen una caída en el valor de albedo. Preocupa el nivel bajo el 20% que alcanzan los 3 glaciaretes dentro del Área de Influencia del proyecto. Esto a excepción del glaciar de control, aumentando su porcentaje de albedo a partir de 2010, alcanzando valores sobre el 50%.

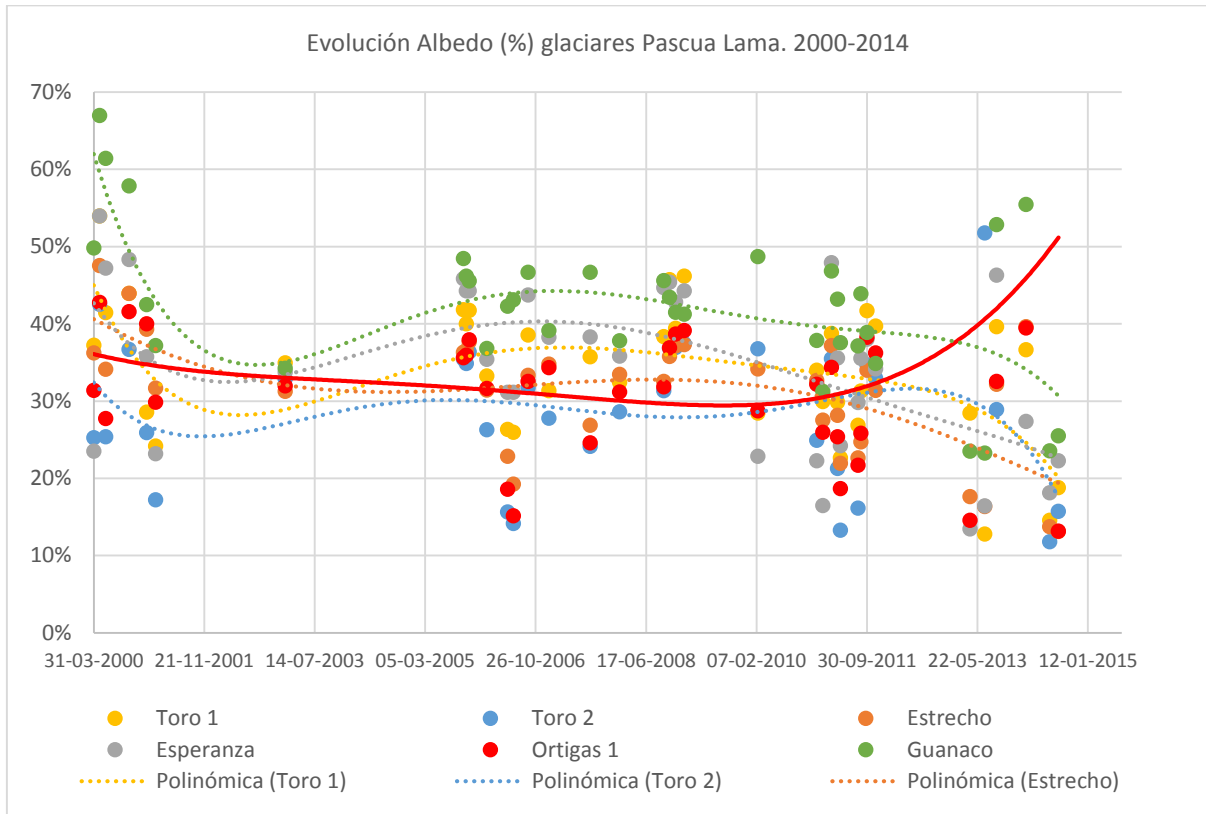


Gráfico 4. Evolución del porcentaje de albedo de los glaciares de Pascua Lama, 2000-2014. En rojo vistoso los datos correspondientes al glaciar de control (Ortigas 1)

3.3 Temperatura

Coincidente pero inversamente a la tendencia mostrada por el albedo, la temperatura superficial los glaciares tiene un alza pronunciada al inicio del periodo analizado, para luego mantenerse en una tendencia estable con oscilaciones poco pronunciadas, donde sobresalen los valores extremos alcanzados por los glaciaretos Toro 1, Toro 2 y Esperanza, que sobrepasan en época estival los 10° Celsius, como se aprecia en el gráfico 5 y en la imagen 1.

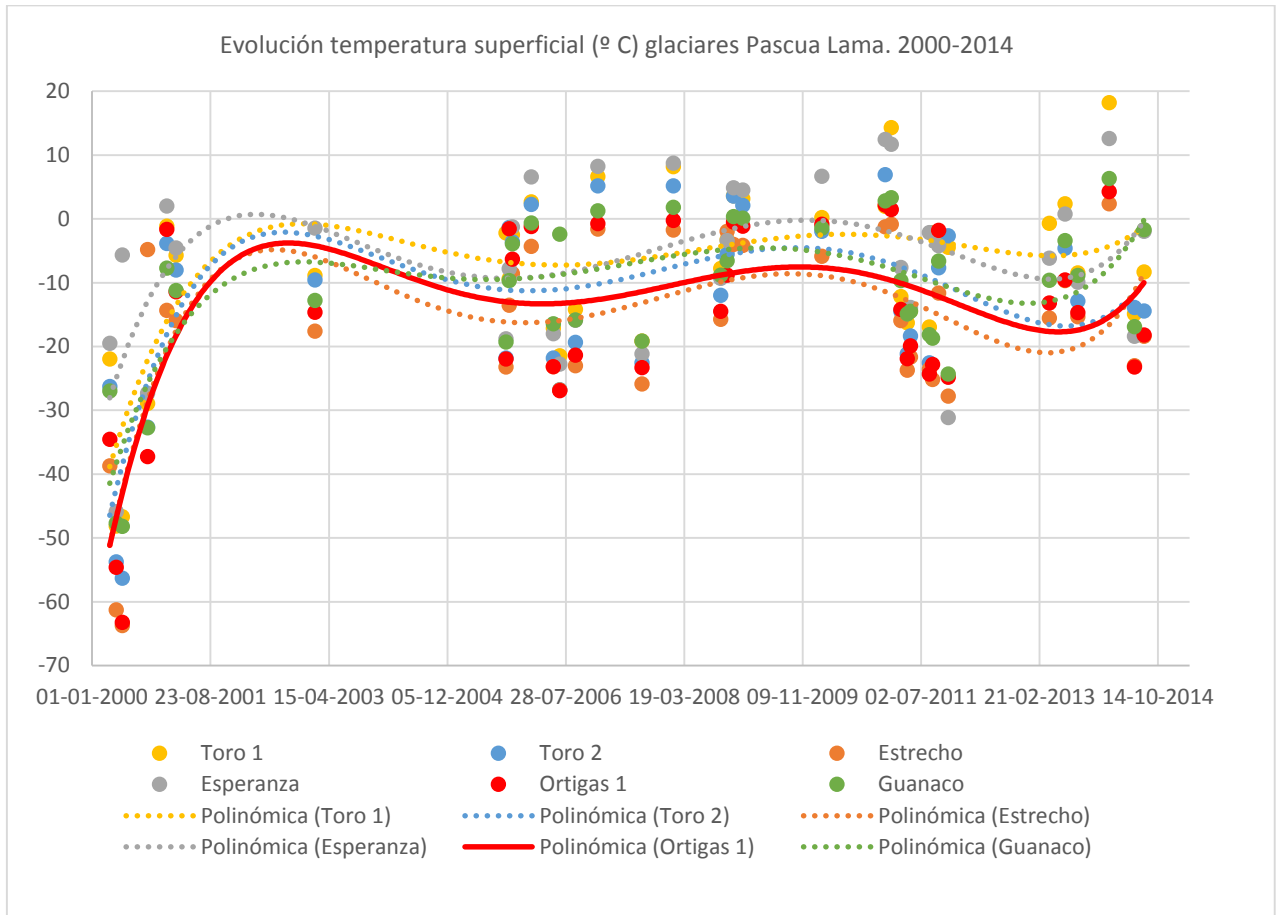


Gráfico 5. Evolución de la Temperatura Superficial de los glaciares de Pascua Lama, 2000 - 2014. En rojo vistoso los datos del glaciar de control (Ortigas 1)

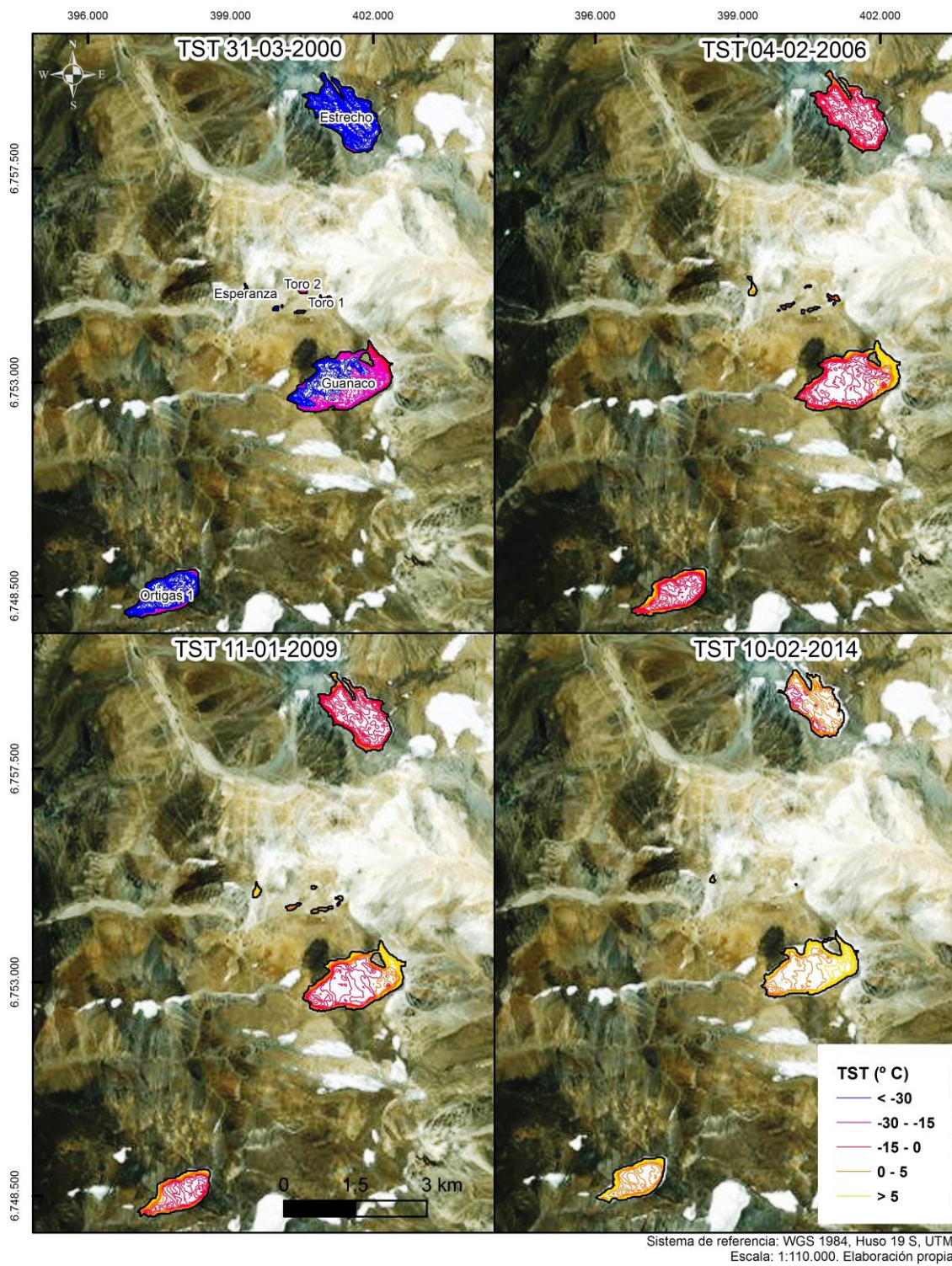


Imagen 1. Mapa de Isotermas para 4 fechas dentro del periodo estudiado

En el apartado de anexos se presenta una serie de tablas y gráficos que dan cuenta del comportamiento individual de los glaciares estudiados, con énfasis en la relación entre pares de variables, con el fin de mostrar más detalladamente las tendencias encontradas.

4. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Como primera conclusión, es necesario aclarar que este estudio solo está enfocado en un análisis exploratorio de datos y no tiene un objetivo explicativo. Mayores esfuerzos deben hacerse para determinar causalidades en el comportamiento espacio temporal de los glaciares estudiados, tarea a la que el Programa de Monitoreo Ambiental Territorial de la Unidad de Estudios del Departamento de Planificación, Control y Estudios de la Superintendencia se abocará en el corto plazo. Este esfuerzo debe estar acompañado de la aportación de más y mejores datos de terreno por parte del titular o de los organismos sectoriales competentes, a fin de calibrar convenientemente los resultados de los modelos matemáticos utilizados.

Una segunda conclusión refiere a los resultados mismos de este estudio, que dan cuenta del comportamiento disímil entre a) los glaciares Estrecho y Guanaco; b) los glaciares Toro 1, Toro 2 y Esperanza, afectados por una fuerte variabilidad en los parámetros analizados y c) El glaciar Ortigas 1, que el titular ha establecido como glaciar de control. Este último muestra un comportamiento, sobre todo en la variable albedo, completamente ajena al resto de los cuerpos incluidos en este reporte y que hace sospechar de la injerencia de factores externos a los naturales en el descenso de la superficie de estos, como la sedimentación de polvo proveniente de faenas propias del proyecto en cuestión.

Por último, recalcar la necesidad de abordar con mayor profundidad este caso de estudio, a fin de monitorear con acuciosidad los parámetros ambientales que inciden en la mantención de las masas de hielo y establecer causalidades que permitan sancionar si existe una afectación provocada por las faenas del proyecto. Un análisis que podría servir mucho es el del comportamiento de isotermas dentro de cada glaciar, en tanto indicaría el patrón de fusión y pérdida de superficie que están teniendo. Otro camino, es avanzar en estudios basados en el uso de imágenes de radar que permitan analizar en detalle la variación volumétrica del glaciar, además de las características de composición del hielo.

5. REFERENCIAS

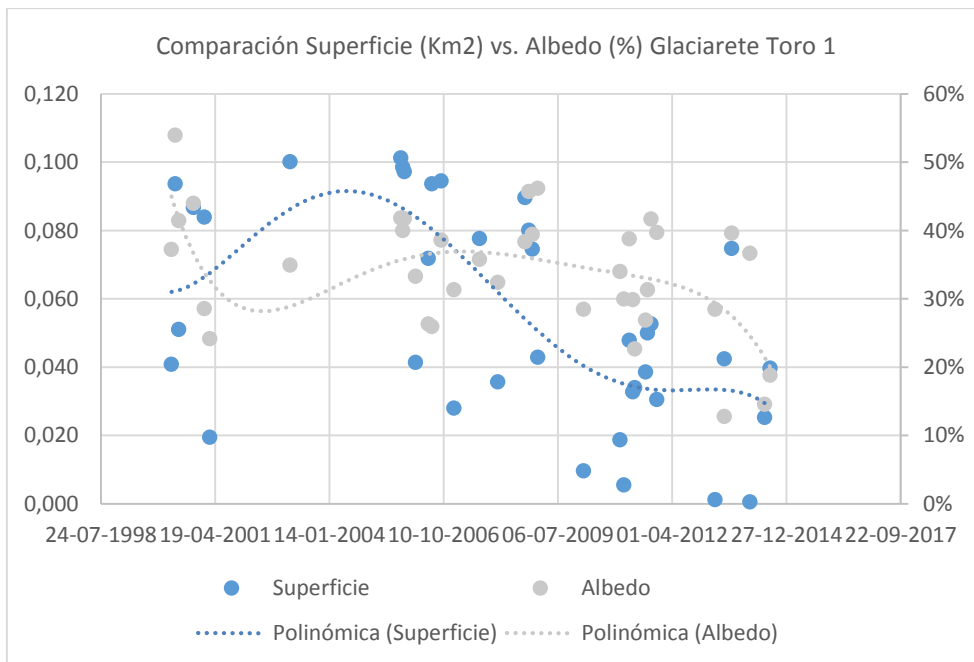
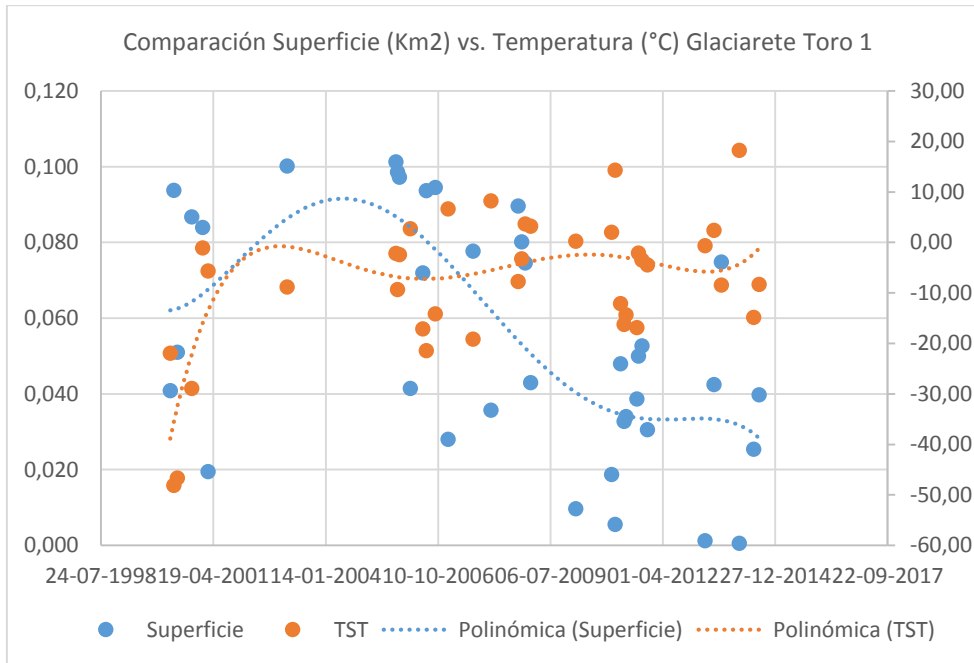
- Liang, S., Strahler, A., & Walthall, C. (1999). Retrieval of land Surface albedo from satellite observations: a simulation study. *Journal of Applied Meteorology*. 38. 712-725.
- Maestro, I., Recio, J. (2004). Análisis comparativo de distintos métodos de estimación de la superficie glaciar en el Pirineo axial aragonés a partir de imágenes Landsat". *GeoFocus (Artículos)*, 4, 79-92.

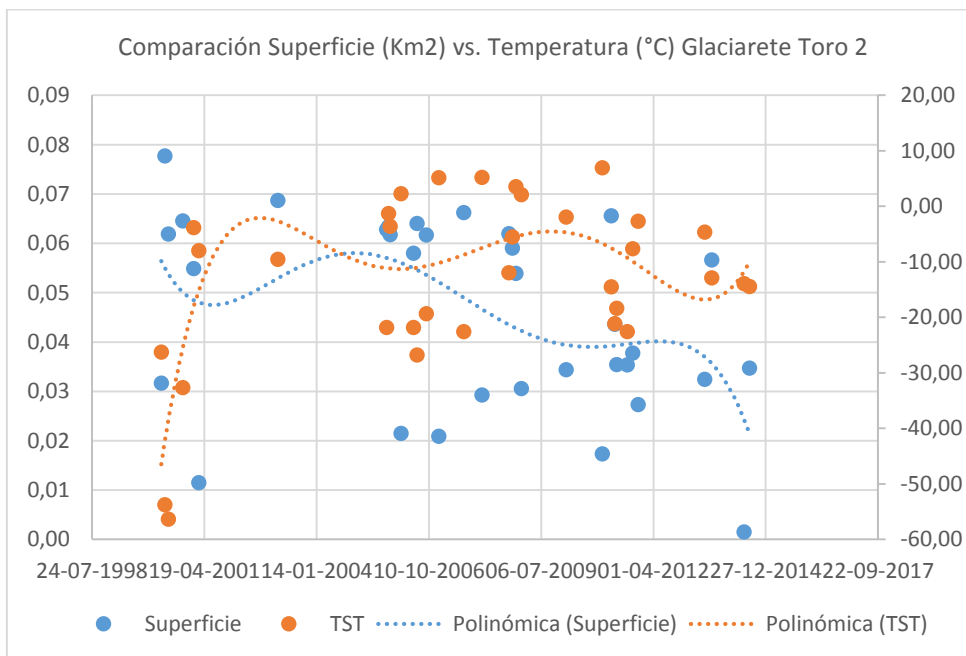
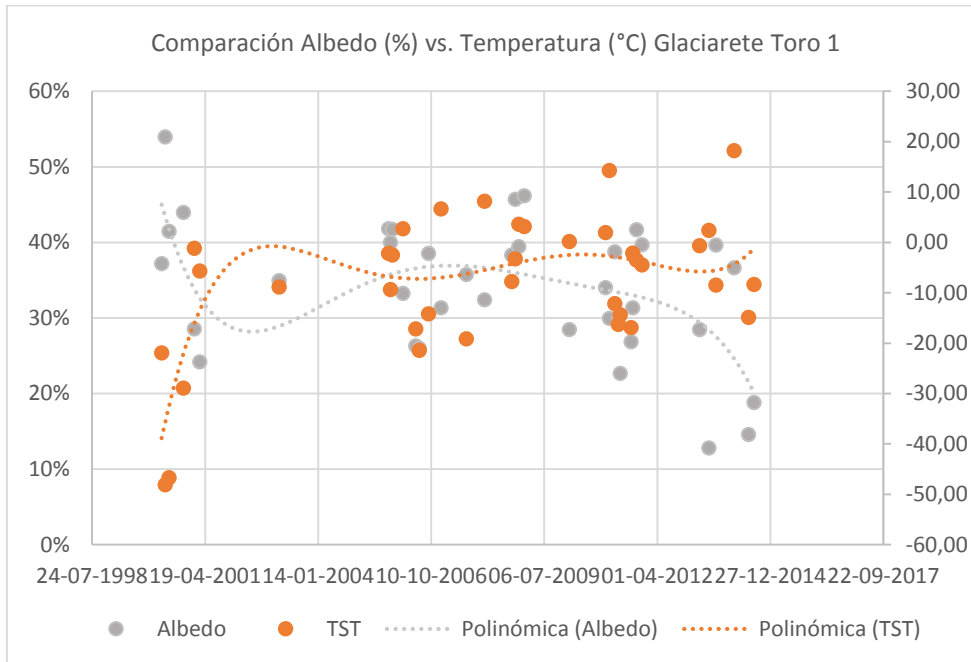


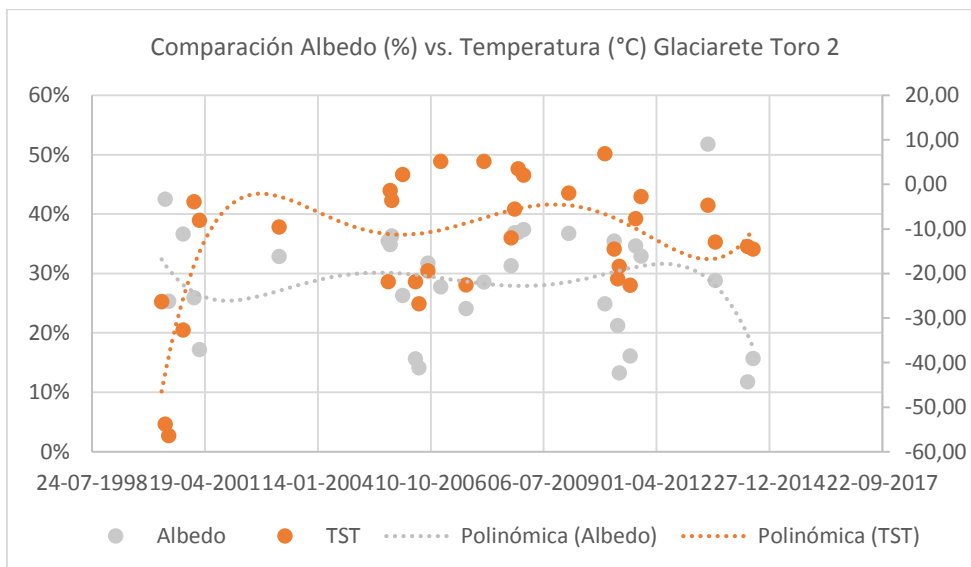
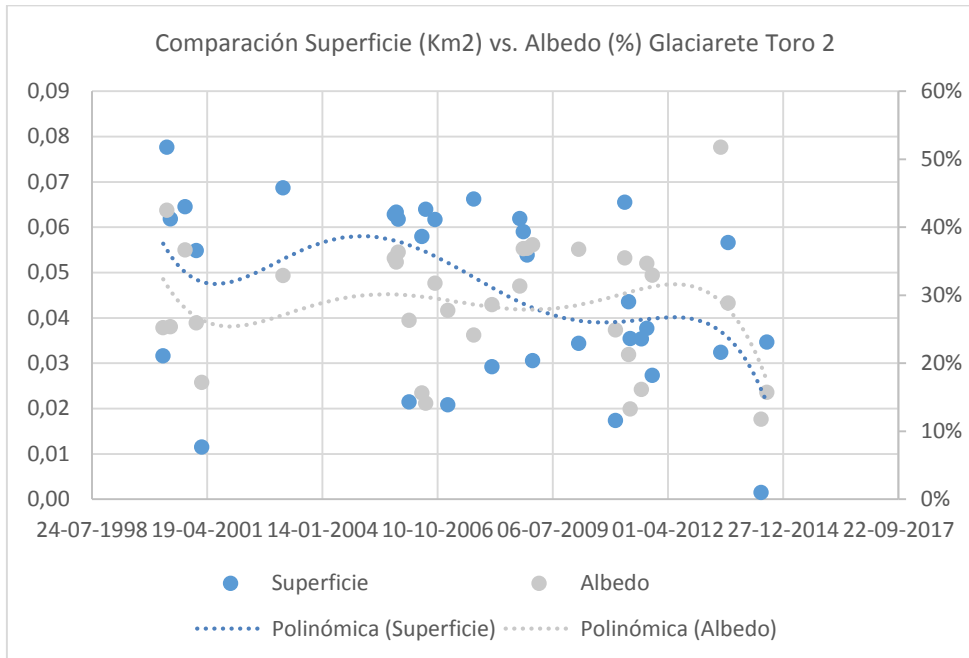
- Van De Griend, A., & Owe, M. (1993). On the relationship between thermal emissivity and the normalized different vegetation index for natural surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, 14, 1119–1131.
- Jiménez-Muñoz, J., Cristóbal, J., Sobrino, J., Skokovic, D. (2014). Land Surface Temperature Retrieval Methods From Landsat-8 Thermal Infrared Sensor Data. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 11(41), 1840–1843.
- Jiménez-Muñoz, J., & Sobrino, J. (2003). A generalized single-channel method for retrieving land surface temperature from remote sensing data. *J. Geophys. Res.*, 108, (D22), 4688. DOI: 10.1029/2003JD003480.

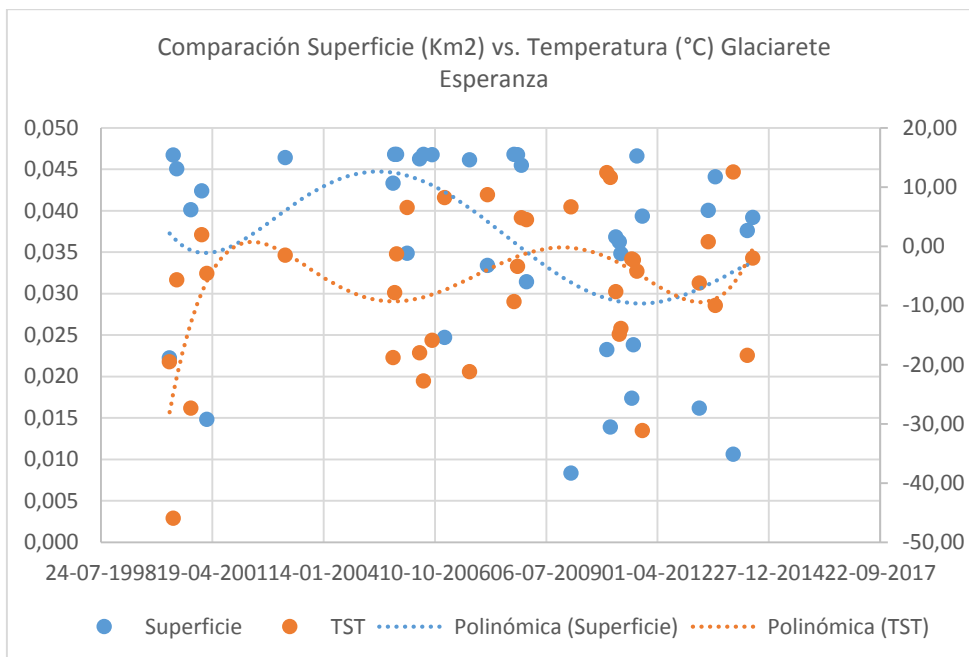
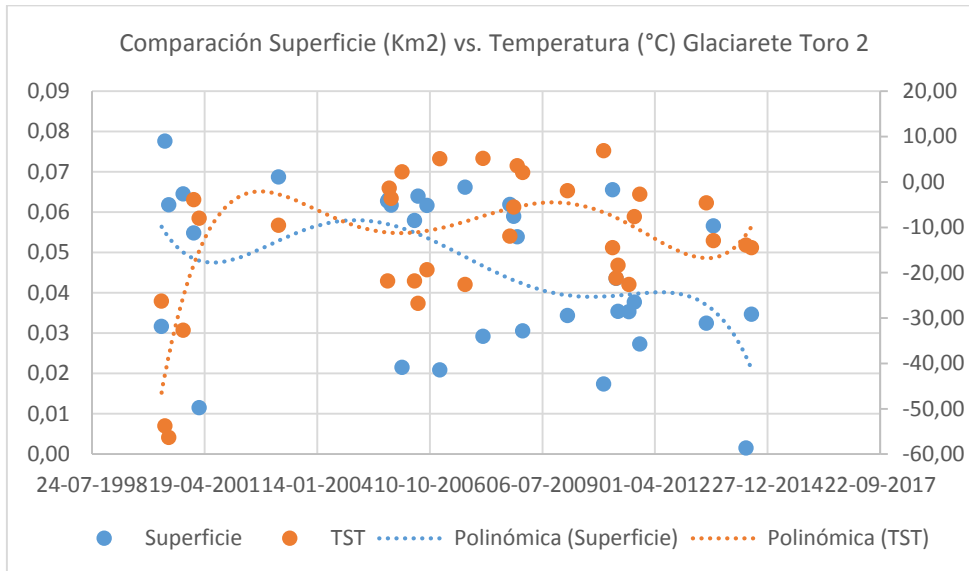
6. ANEXOS

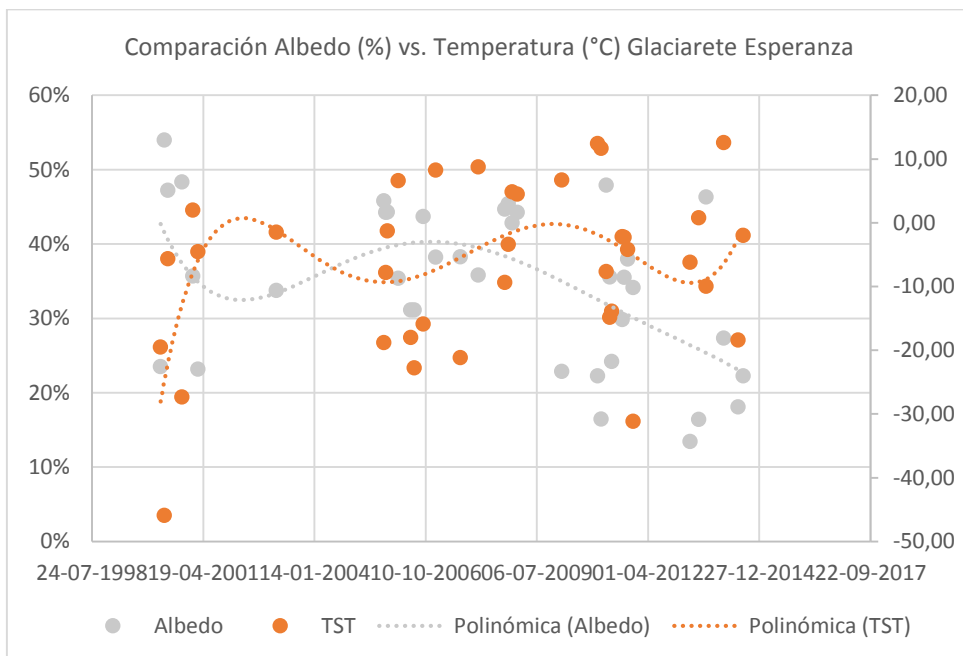
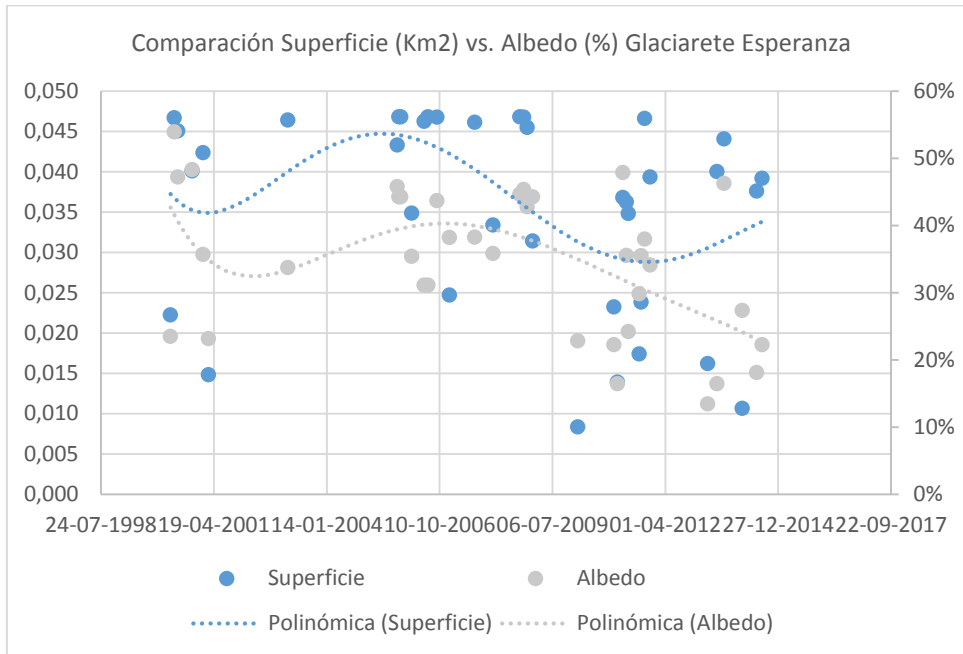
6.1 Gráficos Pareados por glaciar.

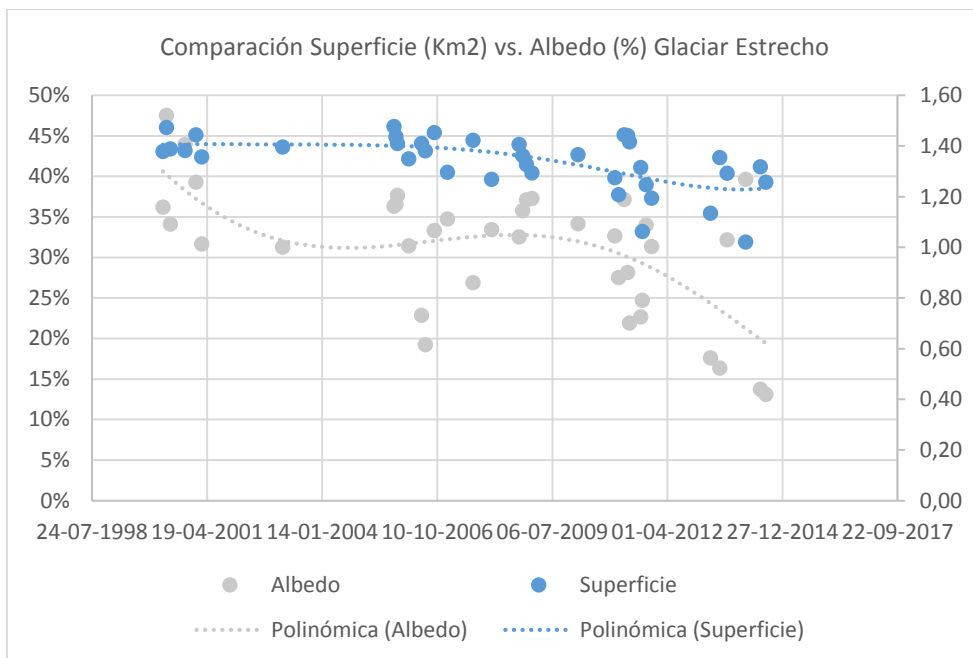
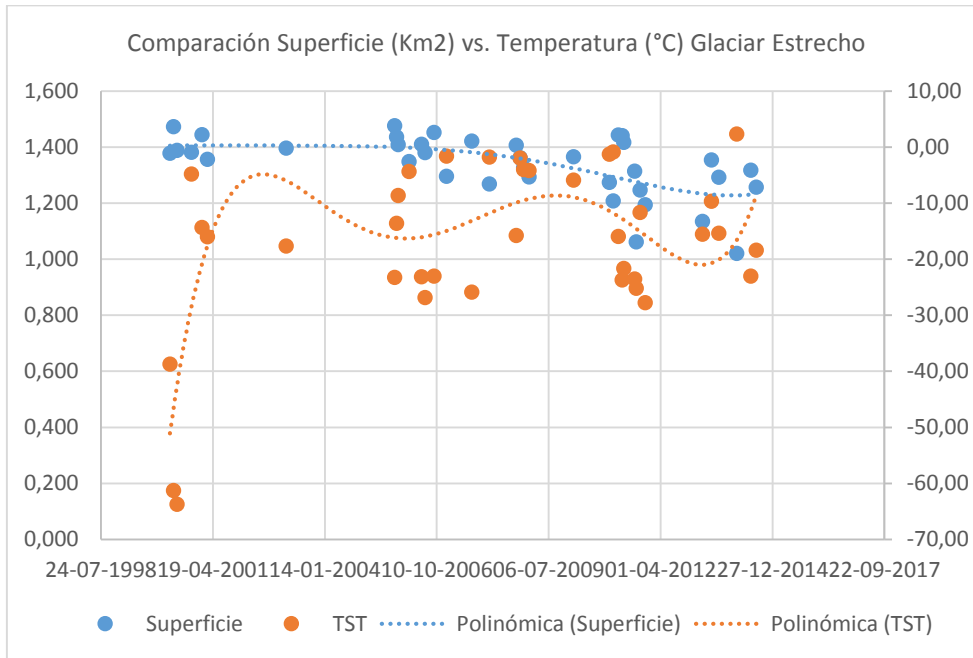


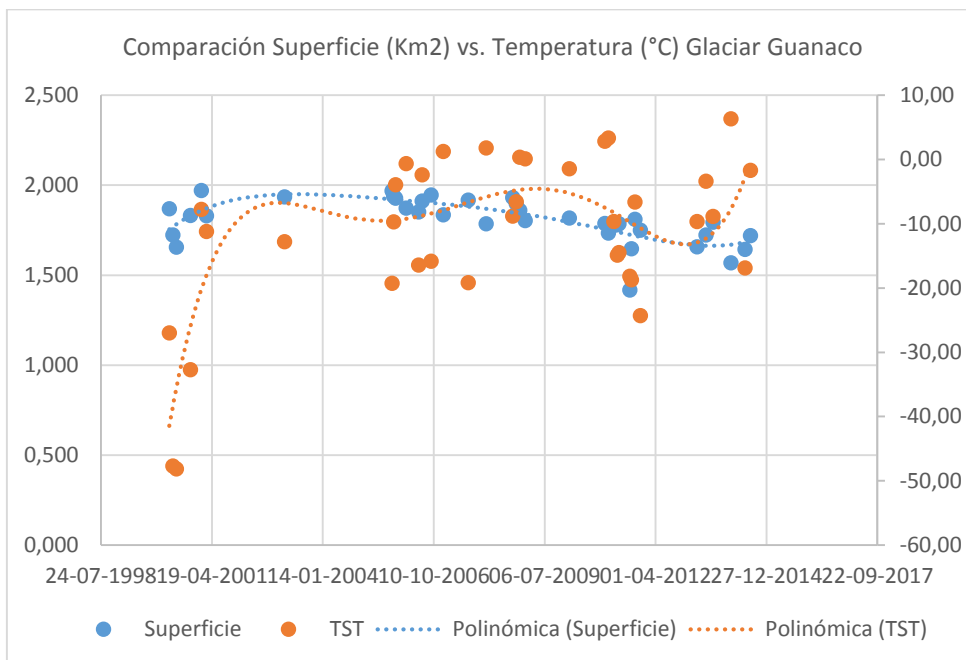
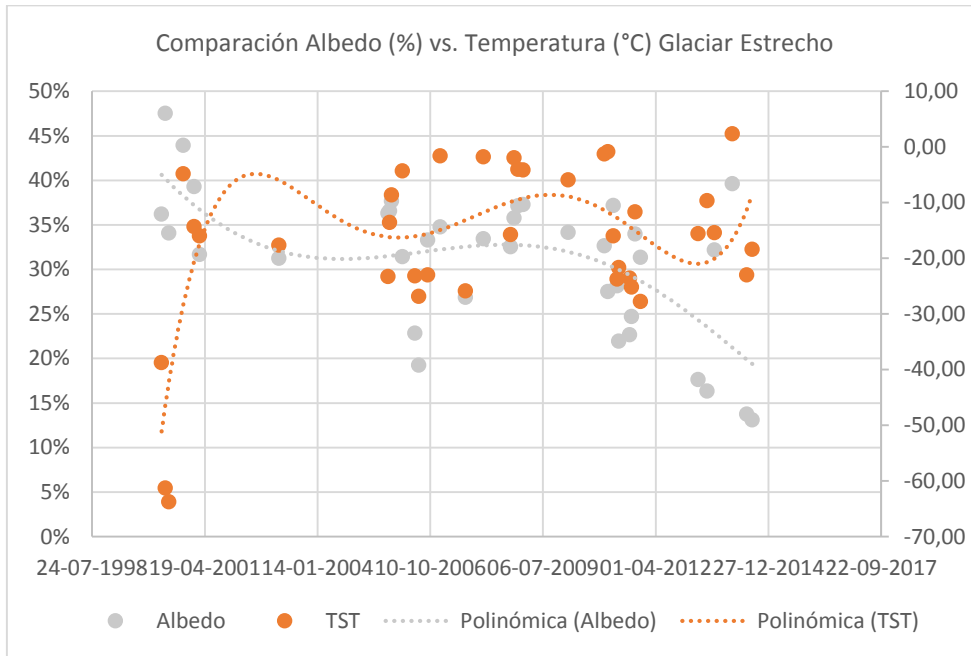


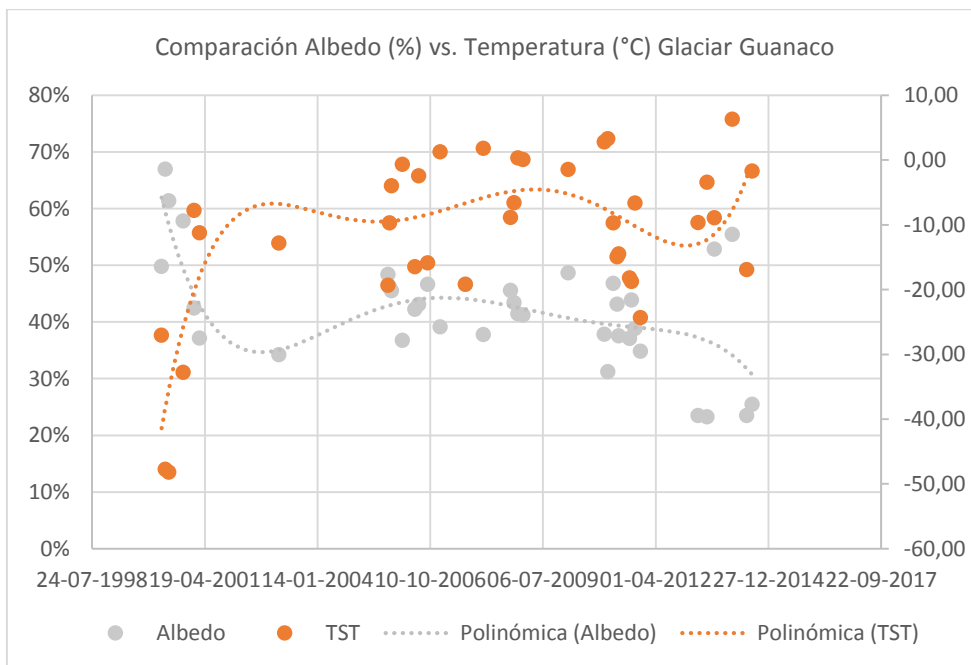
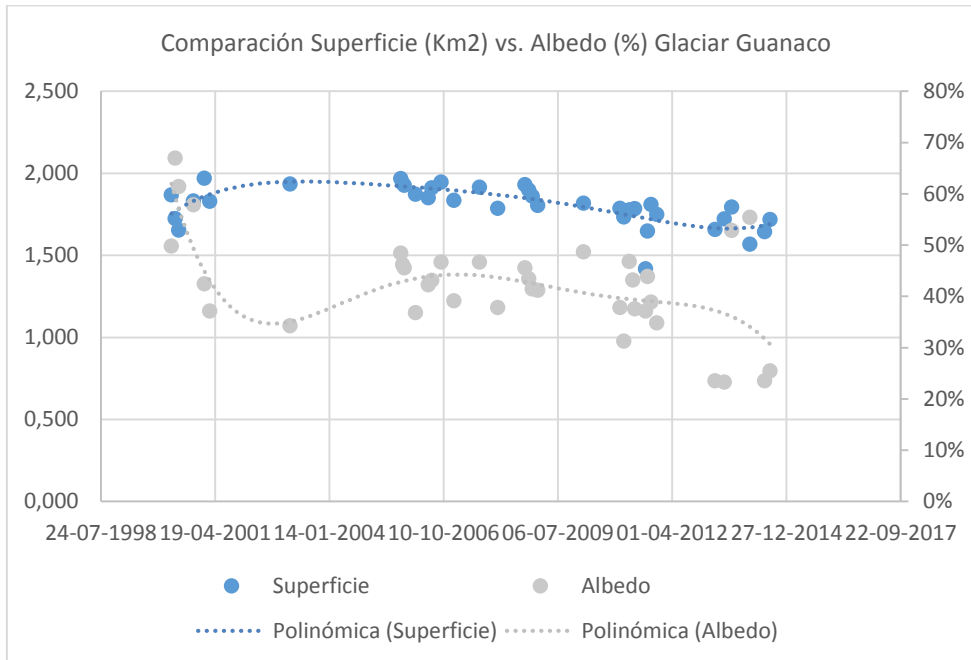


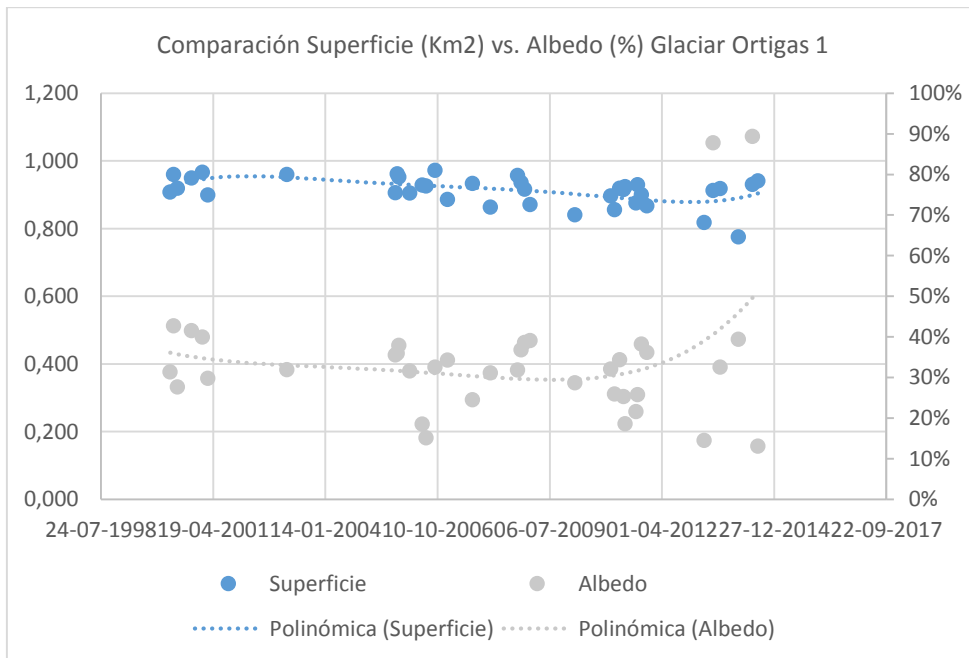
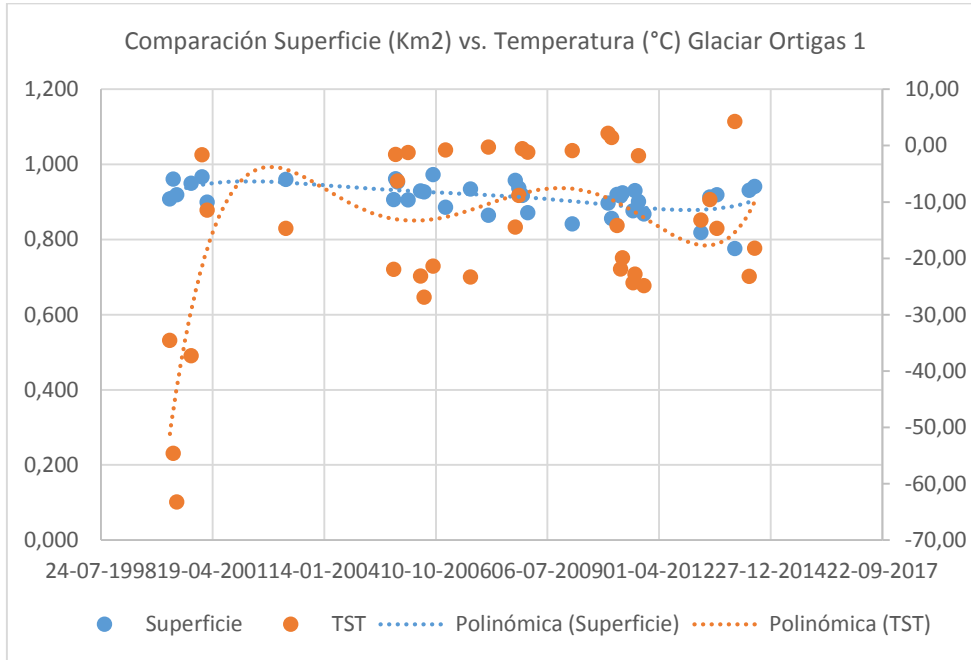


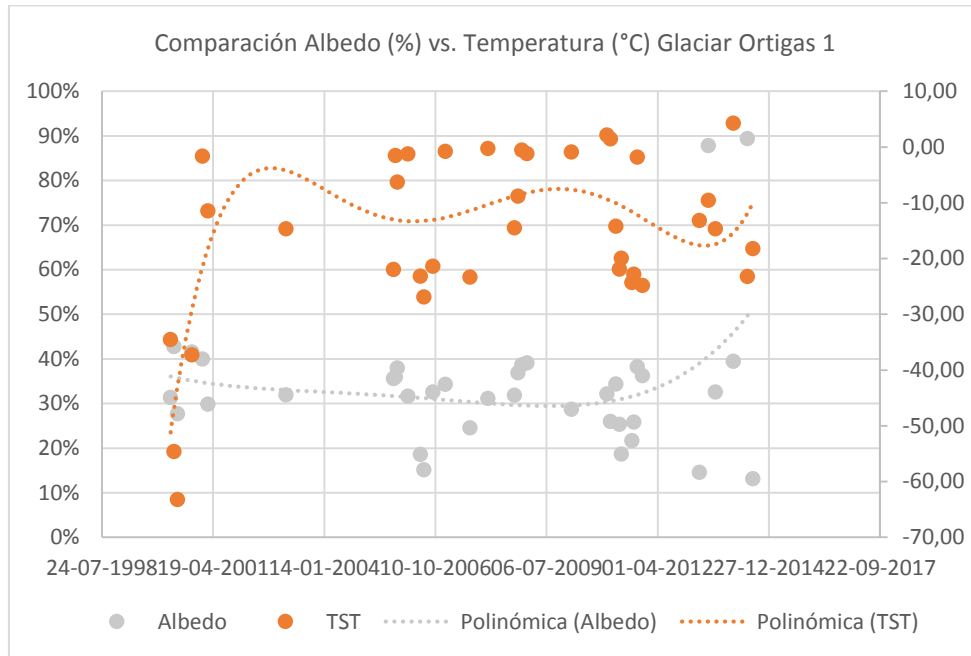














Superintendencia
del Medio Ambiente
Gobierno de Chile

INFORME N° 2: METODOLOGÍA PARA LA ESTIMACIÓN
DEL ÁREA DE GLACIARES Y SU TEMPERATURA
SUPERFICIAL. POR JOHN TREIMUN RÍOS, ASESOR
CIENTÍFICO DEL PROGRAMA DE MONITOREO
AMBIENTAL TERRITORIAL, UNIDAD DE ESTUDIOS-PCE.





1. Introducción

Desde el año 2010 que Chile cuenta con la Superintendencia del Medio Ambiente (SMA), servicio público creado por medio del artículo segundo de la Ley N° 20.417, cuya misión institucional es ejecutar, organizar y coordinar la fiscalización y el seguimiento de los instrumentos de gestión ambiental de su competencia. Para satisfacer el cumplimiento de estas funciones, la SMA se encuentra desarrollando un Programa de Monitoreo Ambiental Territorial (PMAT), enfocado en fortalecer su capacidad fiscalizadora y en optimizar el uso de sus recursos con la ayuda de la adaptación de metodologías y técnicas de percepción remota.

El uso de tecnologías de teledetección plantea la necesidad de desarrollar y adaptar algoritmos específicos derivados del medio físico e integrarlos con la información entregada por las plataformas y sensores satelitales. El presente trabajo de asesoría técnica se enmarca en esta necesidad institucional de generar metodologías que permitan monitorear periódicamente los sistemas naturales en los que la SMA tenga competencia fiscalizadora, automatizando los procesos en un entorno de alto rendimiento computacional. La necesidad de la SMA de este trabajo quedó refrendada en la Resolución Exenta N° 135, de fecha 11 de marzo de 2014, en la que se solicita asesoría para el desarrollo y la adaptación de algoritmos y técnicas de teledetección que aporten al cumplimiento de la misión del organismo estatal.

Las variables físicas que hasta hoy forman parte del PMAT son la superficie y temperaturas de los glaciares, la temperatura superficial del mar (TSM), la temperatura superficial terrestre (TST), un grupo de variables relacionadas con la calidad del agua (clorofila a (Ca), sólidos en suspensión (SS) y turbidez (Tu)), la superficie de bosque nativo talado, así como también la superficie y el estado de los salares. Los insumos espaciales contemplados para el estudio de estas variables son la serie de imágenes satelitales Landsat (TM, ETM, OLI y TIRS), las imágenes de radar provistas por el satélite TerraSAR-X, un modelo de elevación digital del terreno (MDE) y la cobertura con el vapor de agua atmosférico provisto por el sensor MODIS, a bordo de las plataformas satelitales Terra y Aqua.

En este informe se detalla la metodología y los resultados obtenidos de la delimitación de la superficie de glaciares y la estimación de la temperatura de su superficie, mediante el algoritmo monocanal (*Single Channel*, SC) y el algoritmo bicanal o *Split-window*, propuesto por Jiménez *et al.* (2014), siendo aplicados en las cercanías de la mina Pascualama, en forma detallada en el glaciar de montaña Ortigas 1.

2. Insumos

La información utilizada para la estimación de la superficie y temperatura de glaciares fue obtenida desde tres plataformas virtuales. La primera de ellas fue la *United States Geological Survey* (USGS), enfocada en proporcionar información científica de los sistemas naturales por medio de su plataforma virtual, ofrece en forma gratuita a la comunidad diferentes productos de teledetección⁴. La segunda fuente es el sitio web del proyecto *ASTER Global Digital Elevation Model* (ASTER GDEM)⁵, el que pone a disposición del público un modelo digital de elevación (MDE) global de alta resolución. La tercera fuente es la interfaz web del *Level 1 and Atmosphere Archive and Distribution System* (LAADS)⁶, la que provee el acceso a todos los productos con nivel 1 de procesamiento de la información entregada por el *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS), a bordo de las plataformas satelitales Terra y Aqua.

El sitio web de la USGS provee de dos aplicaciones web, *Earth Explorer* y *Glovis*, las que permiten descargar gratuitamente imágenes satelitales de la continuación del programa Landsat (LDCM), o Landsat 8, provistas por los sensores *Operational Land Imager* (OLI) y *Thermal Infrared Sensor* (TIRS). Previo registro, se obtuvieron las imágenes satelitales para la aplicación de la metodología planteada. A su vez, se obtuvo un MDE sin costo desde la página web del ASTER GDEM, resampleado a 30 metros. Desde el sitio web del LAADS se descargó la cobertura con el contenido de vapor atmosférico registrado en el infrarrojo cercano, información con resolución espacial de 1 km. El software utilizado fue la versión 10.2 de ArcGis (ESRI), automatizando los procesos mediante la herramienta de programación gráfica *Model Builder*.

El insumo cartográfico utilizado como referencia corresponde al Inventario de Glaciares (IG) de Chile de la Dirección General de Aguas (DGA), dependiente del Ministerio de Obras Públicas (MOP), liberado por la Unidad de Glaciología y Nieves en el año 2014. Las principales características de los insumos utilizados se resumen en los cuadros N° 1, N° 2 y N° 3.

Cuadro N° 1: Parámetros y características espaciales de las imágenes Landsat 8 utilizadas.

Área de estudio	Nombre imagen	Fecha y hora local (UTC-3)	Elevación solar (°)	Azimut solar (°)
-----------------	---------------	----------------------------	---------------------	------------------

⁴ <http://www.usgs.gov>

⁵ <http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp>

⁶ <http://ladsweb.nascom.nasa.gov>

Pascualama	1: LC82330812013214LGN00	02-08-2013 11:34	32,76	37,84
	2: LC82330802014105LGN00	15-04-2014 11:32	40,92	42,82

Elaboración propia. Fuente: Metadatos de imágenes satelitales.

Cuadro N° 2: Resoluciones espaciales y espectrales de las bandas espectrales utilizadas.

Banda espectral (L 8)	Sensor	Resolución	
		Espacial (m)	Espectral (nm)
B3	OLI	30	0,53 - 0,59
B4			0,64 - 0,67
B5			0,85 - 0,88
B6			1,57 - 1,65
B10	TIRS	100 (30) ⁷	10,60 - 11,19
B11			11,50 - 12,51

Elaboración propia. Fuente: USGS, 2014.

Cuadro N° 3: Principales características de las coberturas con el contenido de vapor de agua MODIS.

Imagen Landsat	Nombre imagen MODIS	Fecha y hora (UTC-3)	Resolución espacial	Resoluciones espectrales bandas componentes (nm)
1	MOD05_L2.A2013214	02-08-2013 11:55	1 km	0,865
				0,905
				0,936
2	MOD05_L2.A2014104	15-04-2014 11:45		0,940
				1,240

Elaboración propia. Fuente: Gao & Kaufman, 2003.

3. Metodología

La estructura metodológica se encuentra basada en la imagerie satelital que ofrecen distintas plataformas virtuales en forma gratuita a la comunidad. Esta consiste de siete etapas, enfocadas principalmente en obtener las magnitudes necesarias para estimar la superficie cubierta por los cuerpos glaciares y su temperatura superficial. Para estimar la superficie de los glaciares se

⁷ Las bandas termal se entregan resampleadas a 30 metros por la USGS.

utilizaron dos índices para comparar sus resultados: el ratio entre las reflectividades corregidas topográficamente de las bandas 5 y 6 del sensor OLI y el índice de nieve normalizado o NDSI.

Se utilizaron dos algoritmos diferentes para calcular la temperatura superficial terrestre (TST): el algoritmo monocanal (SC), propuesto por Jiménez-Muñoz (2003), y el algoritmo bicanal (SW), propuesto por Jiménez et al. (2014). Ambos métodos fueron escogidos debido a su flexibilidad en términos de condiciones atmosféricas y a su adaptabilidad a distintos tipos de sensores con bandas espectrales en la ventana atmosférica (10 – 12 mm), como también por su buen funcionamiento para medir temperaturas en distintos tipos de superficies. Se necesitó del conocimiento y la generación de cinco magnitudes fundamentales para la estimación de la TST: la radiancia, la temperatura de brillo en el sensor, la emisividad de la superficie, el contenido de vapor de agua en la atmósfera y la longitud de onda de la banda térmica considerada. Cuatro de estas magnitudes se pueden obtener a través del procesamiento de la información digital (DN) de las bandas espectrales de cada imagen satelital seleccionada y sus metadatos, mientras que el vapor de agua proviene del sensor MODIS (cuadro N° 3). Un flujo simple de la metodología diseñada se expone en la Figura N° 1.

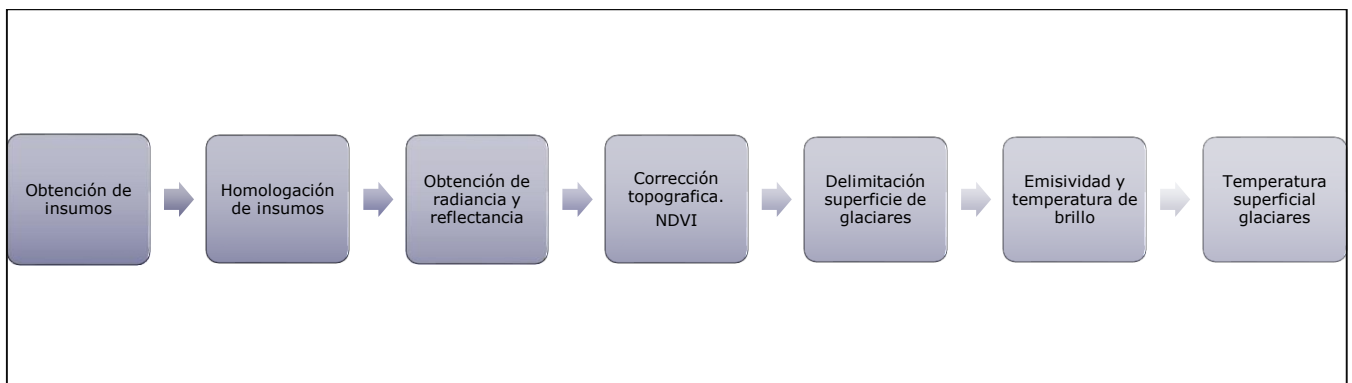


Figura N° 1: Flujo metodológico para el tratamiento de la información. Elaboración propia.

Como queda claro en la Figura N° 1, antes de poder procesar y estimar las variables de entrada de la adaptación del algoritmo SC, fue necesario realizar una etapa de pre procesamiento u homologación de los datos espaciales, la que se describe a continuación.

3.1. Homologación de insumos

Esta etapa es esencial para el desarrollo de la automatización de la zonificación medioambiental. Se homologan todas las coberturas, tanto en términos de estructura lógica y formato, como también en términos de localización geográfica. Es por ello que el pre procesamiento se encuentra compuesto por dos subetapas: en la primera se homologan los formatos de los insumos, mientras que en la segunda se homologa la información en términos espaciales.

3.1.1. Homologación de formatos

Las bandas espectrales de Landsat 8 y el MDE ASTER GDEM son entregados en formato TIFF (*Tagged Image File Format*) directamente por los sitios web que las proveen. No obstante, la cobertura con el contenido de vapor atmosférico es entregada por el LAADS como una de las bandas del archivo con extensión HDF (*Hierarchical Data Format*) otorgado gratuitamente en su sitio web. La mayoría de las plataformas SIG disponibles no leen en forma correcta el formato HDF, por lo que fue necesario utilizar el programa HEG-EOS, versión 2,1, provisto por la NASA⁸. El software es capaz de procesar los archivos con formato HDF, nativo de las imágenes MODIS, entregando el producto MOD05_L2 con una primera georeferenciación en formato GEOTIFF.

3.1.2. Homologación espacial

Una vez conseguido que todos los insumos se encuentren con un formato leíble por ArcGis, se deben homologar todas las coberturas espacialmente. Tanto la extensión del análisis, como el sistema de referencia espacial, la resolución espacial y los métodos de resampleo, se deben definir antes de realizar cualquier tipo de corrección. La secuencia de pre procesos realizada a los insumos se compone de los siguientes:

- i. Se determinó que el sistema de referencia utilizado sería el WGS 1984, Huso 19 S, UTM.
- ii. Extracción de los pixeles de cada cobertura pertenecientes al área de estudio.
- iii. Resampleo de la cobertura con el vapor de agua atmosférico a una resolución espacial de 30 metros.

⁸ <http://newsroom.gsfc.nasa.gov/sdptoolkit/HEG/HEGHome.html>

- iv. Extracción de los pixeles con valores cero y saturados.
- v. Generación de máscara auxiliar para realizar los cálculos en forma automatizada.
- vi. Extracción de las bandas espectrales y el vapor de agua atmosférico, utilizando los pixeles de la máscara y el área de estudio como referencia.

3.2. Obtención de la radiancia y la reflectancia

Para realizar la corrección radiométrica de la banda termal se procedió a transformar a radiancia sus valores digitales (DN) utilizando la información de la metadata y la expresión⁹:

$$L_{\lambda} = M_L * Q_{cal} + A_L \quad (1)$$

En donde:

L_{λ} = Radiancia espectral (TOA)

M_L = Factor de re-escala multiplicativo radiancia

A_L = Factor de re-escala aditivo radiancia

Q_{cal} = Valor calibrado del pixel (DN)

Los valores digitales (DN) de las bandas 4 y 5 (OLI) fueron transformados directamente a reflectancia siguiendo la expresión:

$$\rho_{\lambda} = \frac{M_{\rho} * Q_{cal} + A_{\rho}}{\sin(\theta_e)} \quad (2)$$

Siendo:

ρ_{λ} = Reflectancia (TOA)

M_{ρ} = Factor de re-escala multiplicativo reflectancia

A_{ρ} = Factor de re-escala aditivo reflectancia

θ_e = Ángulo de elevación solar (°)

3.3. Corrección topográfica y obtención del NDVI

Usando los valores del azimut y la elevación solar, junto a los valores de la pendiente del terreno y su orientación, ambas obtenidas a través del procesamiento del MDE ASTER, fue posible encontrar el ángulo de incidencia de los rayos solares en la superficie. Esto se logró a través de la realización de un modelo de iluminación, usando la expresión dada por Colbi (1991):

⁹ Fuente de algoritmos para transformación de DN a radiancia-reflectancia y temperatura de brillo:
http://landsat.usgs.gov/Landsat8_Using_Product.php

$$\cos(i) = \cos(\theta_s)\cos(\theta_n) + \sin(\theta_s)\sin(\theta_n)\cos(\phi_s - \phi_n) \quad (3)$$

Dónde:

$\cos(i)$ = Coseno ángulo de incidencia

θ_s = Ángulo cenital solar

θ_n = Pendiente de la superficie

ϕ_s = Azimut solar

ϕ_n = Orientación de la superficie

Considerando en la expresión (3) que la pendiente de la superficie es nula (superficie de referencia), entonces es posible aplicar el algoritmo de corrección topográfica C, propuesto por Teillet et al. (1982) a través de la expresión:

$$\rho'_\lambda = \rho_\lambda \left[\frac{\cos(v)+C}{\cos(i)+C} \right] \quad (4)$$

Con:

ρ'_λ = Reflectancia corregida topográficamente (para las bandas 10 y 11 corresponde a radiancia)

$\cos(v)$ = Coseno para una superficie horizontal

$C = \frac{b}{m}$, obtenido de la regresión lineal $\rho_\lambda = b + m\cos(i)$, usando mínimos cuadrados entre la reflectancia de cada banda espectral y el modelo de iluminación.

El índice vegetacional utilizado como variable auxiliar para estimar tanto las distintas emisividades y la biomasa superficial fue el NDVI, resultando idóneo para obtener la emisividad en distintos tipos de regiones climáticas. El NDVI fue calculado usando la expresión:

$$NDVI = \frac{\rho'_{4} - \rho'_{5}}{\rho'_{4} + \rho'_{5}} \quad (5)$$

Siendo ρ'_{4} y ρ'_{5} las reflectividades corregidas topográficamente de las bandas 4 y 5 del sensor OLI.

3.4. Delimitación de la superficie de glaciares

La delineación del borde de los glaciares mediante técnicas de teledetección se encuentra condicionada a la extensión superficial de los mismos y a la resolución espacial con que son observados. En el cartografiado de glaciares existen variadas metodologías que son actualmente utilizadas, la mayoría consistentes en la aplicación de un umbral crítico de valores de algún indicador

espectral (Maestro y Cano, 2004). Entre ellos, se han seleccionado dos índices o ratios como únicos parámetros que reflejen la alta reflectancia en el espectro visible y la fuerte absorción en el infrarrojo cercano-medio que presentan las extensiones cubiertas de hielo o nieve.

El primero de los índices utilizados es el ratio entre las reflectividades corregidas topográficamente de las bandas 5 y 6 del sensor OLI (adaptado de Hall *et al.*, 1987). El segundo de los índices utilizados es el *Normalized Difference Snow Index*, NDSI, índice que sintetiza la diferencia de las bandas 3 y 6 del sensor OLI. Utilizando la cobertura de glaciares del Inventario de Glaciares (IG) como referencia, se definieron los umbrales para la determinación de los pixeles correspondientes a los glaciares reconocidos oficialmente.

3.4.1. Ratio reflectividades bandas 5 y 6 del sensor OLI

El ratio entre las reflectividades corregidas topográficamente de las bandas 5 y 6 del sensor OLI entrega los pixeles correspondientes a la superficie cubierta con hielo y nieve para valores mayores que 1. Este parámetro se ajustó según los resultados obtenidos para el interior de los polígonos reconocidos como cuerpos glaciares por el IG en el área de estudio. La expresión utilizada para el ratio fue:

$$R_{56} = \frac{\rho'_{5}}{\rho'_{6}} \quad (5)$$

3.4.2. *Normalized Difference Snow Index* (NDSI)

El índice NDSI es un ratio comúnmente utilizado para detectar superficies de hielo y nieve. Se tomó como valores umbral del índice al intervalo]0,4 – 1] (Maestro y Cano, 2004), ajustándolo según los resultados obtenidos para la cobertura del IG. La expresión utilizada para calcular al NDSI fue:

$$NDSI = \frac{\rho'_{3} - \rho'_{6}}{\rho'_{3} + \rho'_{6}} \quad (5)$$

Siendo ρ'_{3} y ρ'_{6} las reflectividades corregidas topográficamente de las bandas 3 y 6 del sensor OLI.

3.5. Obtención de la emisividad superficial y temperatura de brillo

3.5.1. Emisividad algoritmo monocanal

La emisividad (ε_{sc}) se estimó considerando el conocimiento a priori de la emisividad de algunas superficies y su relación estadística con algunos valores umbrales del logaritmo natural del NDVI. Para calcular la emisividad se usaron los valores umbrales del índice vegetacional, rangos propuestos por Van De Gried y Owe (1993):

Cuadro N° 4: Valores de emisividad espectral de acuerdo al rango del NDVI.

Rango NDVI	Emisividad (ε_{sc})
-1	0,985
(-1 - -0,18)	0,965
[-0,18 - 0,16)	0,955
[0,16 - 0,73)	$1,0094 + 0,047\ln(\text{NDVI})$
[0,73 - 1]	0,990

Fuente: Van De Griend y Owe (1993).

3.5.2. Emisividad algoritmo Split-window

La emisividad media para el algoritmo bicanal y su variación espectral ($\Delta\varepsilon_{sw}$) fue estimada por el método de los umbrales del NDVI, esta vez propuesto por Sobrino y Raissouni (2000). El método consiste en la segmentación de la cobertura del NDVI según heterogeneidad, rugosidad, zonas con suelos desnudos o completamente cubiertos por vegetación. Los algoritmos para el cálculo de ε_{sw} y $\Delta\varepsilon_{sw}$ se detallan a continuación (Carlson y Ripley, 1997; Parra et al., 2006):

i. Píxeles mixtos:

Se consideran en el rango $0,2 \leq \text{NDVI} \leq 0,5$. Son superficies heterogéneas y rugosas, donde la emisividad se obtiene mezclando las características del suelo desnudo y el cubierto por vegetación. La proporción de vegetación se puede obtener con la expresión:

$$P_v = \frac{(\text{NDVI} - 0,2)^2}{0,09} \quad (6)$$

Para obtener la emisividad y la variación espectral de estos píxeles se han utilizado las siguientes expresiones:

$$\varepsilon_{sw} = 0,971 + 0,018P_v \quad (7)$$

$$\Delta\varepsilon_{sw} = 0,006(1 - P_v) \quad (8)$$

ii. Píxeles con suelo desnudo

Se consideran los píxeles con un valor del NDVI menor que 0,2. En este caso, $P_v = 0$, por lo que tanto la emisividad y su variación espectral se expresan como una combinación lineal de la reflectividad de la banda correspondiente al rojo, ρ_4 , usando las expresiones:

$$\varepsilon_{sw} = 0,980 + 0,018\rho_4 \quad (9)$$

$$\Delta\varepsilon_{sw} = -0,003 - 0,029\rho_4 \quad (10)$$

iii. Píxeles sólo con vegetación

Se considera el rango del NDVI mayor que 0,5. En este caso, $P_v = 1$ y como la vegetación presenta variaciones espectrales mínimas en el rango de 8-13 mm, se le asigna un valor de emisividad media a cada píxel, según las expresiones:

$$\varepsilon_{sw} = 0,990 \quad (11)$$

$$\Delta\varepsilon_{sw} = 0 \quad (12)$$

3.5.3. Temperatura de brillo en el sensor

A partir de la radiancia corregida de la banda termal (TIRS-1), se encontraron las temperaturas de brillo medidas en el sensor ($^{\circ}$ K) para las bandas 10 y 11 del sensor TIRS, dada por la expresión:

$$T_B = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_\lambda} + 1\right)} \quad (13)$$

Considerando que:

T_B = Temperatura de brillo en el sensor ($^{\circ}$ K)

K_1 = Constante de radiación 1 (metadatos)

K_2 = Constante de radiación 2 (metadatos)

3.6. Estimación de la temperatura superficial terrestre: algoritmos monocanal (SC) y bicanal (SW)

Se consideraron dos métodos distintos para estimar la temperatura superficial de los cuerpos glaciares detectados. El primero se basa en el algoritmo monocanal o *single channel* (SC), el que solo necesita una banda termal centrada en la ventana atmosférica. El segundo método se basa en el algoritmo bicanal o *Split-window*, el que puede considerar más de una banda, en este caso también centradas en la zona de transparencia atmosférica. A continuación, se describen las formulaciones de ambos algoritmos, junto a los parámetros y variables que permiten la obtención de la TST, permitiendo apreciar cómo se distinguen en términos de la integración del contenido de vapor de agua en el aire.

3.6.1. Algoritmo monocanal o *single channel* (SC)

Las funciones de transferencia atmosférica ψ_1 , ψ_2 y ψ_3 , encargadas de la corrección atmosférica, fueron obtenidas como función del vapor de agua atmosférico (w), según las expresiones y parámetros considerados para la banda termal centrada en los 10,9 μm del sensor TIRS (banda 10) (Jiménez *et al.*, 2014):

$$\psi_1 = 0,04019 w^2 - 0,02916 w + 1,01523 \quad (14)$$

$$\psi_2 = -0,38333 w^2 - 1,50294 w + 0,20324 \quad (15)$$

$$\psi_3 = 0,00918 w^2 + 1,36072 w - 0,27514 \quad (16)$$

Para estimar la TST ($^{\circ}\text{K}$) se integraron todos los parámetros generados en el algoritmo monocanal generalizado de Jiménez-Muñoz y Sobrino (2003):

$$T_s = \gamma [\varepsilon^{-1}(\psi_1 L_{B10} + \psi_2) + \psi_3] + \delta \quad (17)$$

Con las siguientes aproximaciones de los parámetros gamma (γ) y delta (δ):

$$\gamma = \left\{ \frac{c_2 L_{B10}}{T_{B10}^2} \left[\frac{\lambda^4}{c_1} L_{B10} + \lambda^{-1} \right] \right\}^{-1} \quad (18)$$

$$\delta = -\gamma L_{B10} + T_{B10} \quad (19)$$

Dónde:

L_{B10} = Radiancia corregida banda 10 (TIRS-1)

T_{B10} = Temperatura de brillo banda 10 (° K)

λ = Centro del rango de longitud de onda de la banda 10

3.6.2. Algoritmo bicanal o *Split-window* (SW)

Las dos bandas termales del TIRS permiten utilizar la técnica *Split-window*, puesto que entregan información en dos canales térmicos situados en distintas longitudes de onda de la ventana atmosférica. Su formulación es la siguiente (Jiménez *et al.*, 2014):

$$T_s = c_0 + T_{B10} + c_1(T_{B10} - T_{B11}) + c_2(T_{B10} - T_{B11})^2 + (c_3 + c_4w)(1 - \varepsilon) + (c_5 + c_6w)\Delta\varepsilon \quad (20)$$

Siendo:

c_i = Coeficientes *Split-window* (Cuadro N° 5)

T_{B10} = Temperatura de brillo banda 10 (° K)

T_{B11} = Temperatura de brillo banda 11 (° K)

$\varepsilon = \varepsilon_{sw}$

$\Delta\varepsilon = \Delta\varepsilon_{sw}$

Cuadro N° 5: Valores de coeficientes Split-window.

c_i	Valor
c_0	-0,268
c_1	1,378
c_2	0,183
c_3	54,30
c_4	-2,238
c_5	-129,20
c_6	16,40

Fuente: Jiménez *et al.*, 2014.

Finalmente, obtenidas las temperaturas superficiales mediante los algoritmos SC y SW del entorno de los cuerpos glaciares, se procedió a extraer los píxeles contenidos por la cobertura del IG, obteniendo estadísticas zonales y los parámetros para ajustar los umbrales de los índices utilizados para determinar la superficie glaciar.

4. Resultados

Mediante el análisis de los ratios usados para la estimación de la superficie del glaciar de montaña Ortigas 1 se pudo determinar que el rango de ambos índices cambia a lo largo del periodo

estudiado. El ratio R_{56} presentó un umbral mínimo por sobre 7 para la presencia de hielo-nieve en ambas estaciones, mientras que la amplitud máxima del intervalo se encontró para el otoño del año 2014, con un valor de 32,5. A su vez, el valor del NDSI correspondiente a la superficie glaciar en ambas estaciones fue sobre 0,7, contrayéndose la amplitud del intervalo en invierno y ampliándose en otoño. Los resultados obtenidos para los rangos de los índices seleccionados se sintetizan en el cuadro N° 6:

Cuadro N° 6: Rangos obtenidos del R_{56} y el NDSI utilizados para determinar la superficie glaciar.

Sector	R_{56}		NDSI	
	Invierno	Otoño	Invierno	Otoño
Glaciar Ortigas 1	7,3 - 14,5	7,5 - 40	0,78 - 9,2	0,73 - 1

Elaboración propia.

Utilizando estos rangos por estación se pudo determinar la superficie cubierta por el glaciar Ortigas 1, resultando siempre menor a la oficialmente estimada por el Inventario de Glaciares. Las superficies estimadas por el ratio R_{56} y el índice NDSI para el glaciar Ortigas 1 presentaron una variación interestacional diferenciada. Mientras que con el ratio se estimó una variación de 44.100 m² entre el invierno del 2013 y el otoño del 2014, con el NDSI se encontró una variación de 28.800 m², mostrándose como mejor indicador de las superficies cubiertas con hielo y nieve. En el cuadro N° 7 se resumen las superficies estimadas por estación:

Cuadro N° 7: Superficies estimadas (m²) para el glaciar Ortigas 1.

Glaciar	IG	R_{56} invierno	R_{56} otoño	NDSI invierno	NDSI otoño
Ortigas 1	936.437	797.400	753.300	799.200	770.400

Elaboración propia.

Utilizando los valores estimados para la superficie del glaciar Ortigas 1, se procedió a obtener la temperatura de su superficie por estación (Invierno-Otoño). Los resultados obtenidos para el invierno son:

Cuadro N° 8: Temperaturas superficiales estimadas para el glaciar Ortigas 1. Invierno 2013.

Método	T min (° C)	T máx (° C)	T Media (° C)	Desv. Est. (° C)
Monocanal (SC)	-34,34	-14,85	-27,34	3,26
Bicanal (SW)	-29,45	-12,77	-23,33	2,80

Elaboración propia.

Se puede apreciar que en invierno todas las temperaturas son menores que cero, independiente del método utilizado para su estimación. Los métodos presentan diferencias en las amplitudes de los rangos resultantes, así como también en sus medias y desviaciones estándar. El método monocal presenta un rango de casi 20° C, mientras que el método bicanal menos de 17° C. También la diferencia resultante en las medias es apreciable, siendo la temperatura estimada por el método SC 4° C más bajo que el SW. La situación se mantiene en otoño, aunque la amplitud de los rangos estimados y la diferencia entre medias es menor, como se puede apreciar a continuación:

Cuadro N° 9: Temperaturas superficiales estimadas para el glaciar Ortigas 1. Otoño 2014.

Método	T min (° C)	T máx (° C)	T Media (° C)	Desv. Est. (° C)
Monocal (SC)	-18,39	5,98	-10,82	4,64
Bicanal (SW)	-14,59	6,48	-8,12	4,03

Elaboración propia.

La espacialización de la superficie glaciar y su temperatura, según el método de estimación, se presentan en las figuras N° 2 y N° 3:

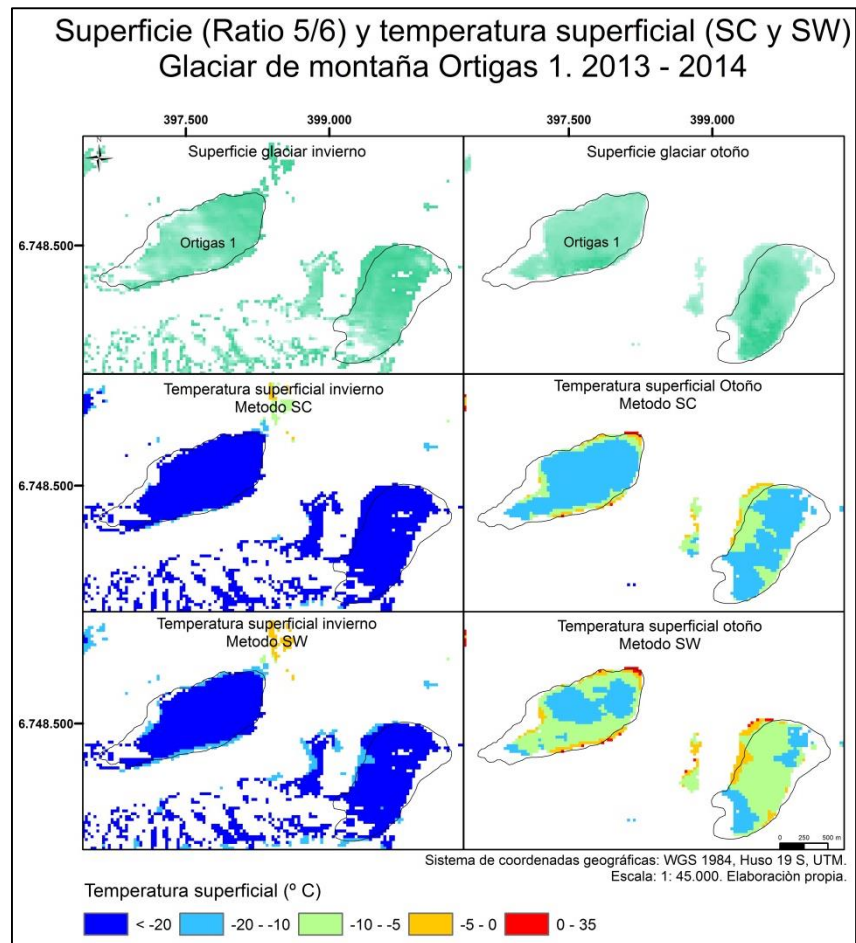


Figura N° 2: Resultados obtenidos para la superficie de glaciares y su temperatura en el área de estudio, utilizando el ratio R_{56} .

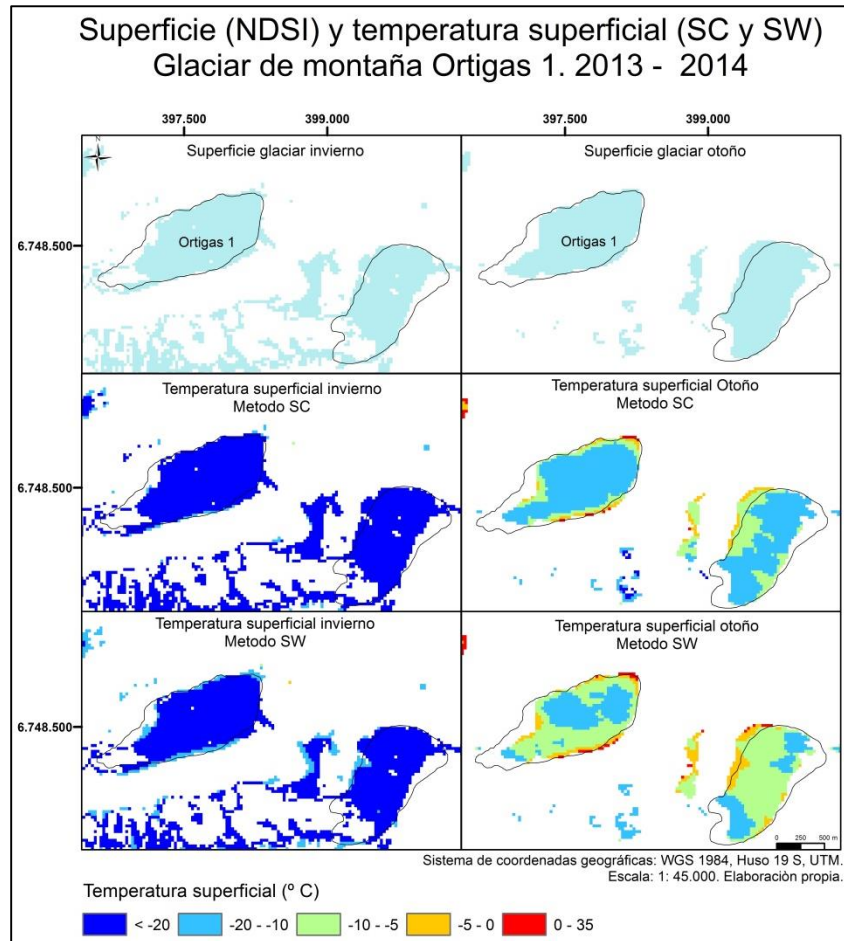


Figura N° 3: Resultados obtenidos para la superficie de glaciares en el área de estudio, utilizando el NDSI.

En ambas figuras se pueden apreciar semejanzas notables en invierno, mientras que para otoño se observan contrastes mayores. El método SC tiende a presentar resultados espacialmente más homogéneos y extremos que los resultados del método SW.

En ambos métodos para determinar la superficie del glaciar Ortigas 1 se observan zonas con temperaturas sobre cero en la estación de otoño del año 2014. Esto se debe a la emisividad de la superficie, que en este caso corresponde a sectores cubiertos con rocas desnudas, no detectadas por el ratio R_{56} y el NDSI, por lo que se podrían extraer de la superficie cubierta por el glaciar.

5. Bibliografía

- Abrams, M., & Hook, S. (2002). ASTER User Handbook. California .Versión 2.135.
- Arnfield, A. (2006). Micro and mesoclimatology. *Progress in Physical Geography*, 30(5), 677–689. Doi: 10.1177/0309133306071150.
- Chuvieco, E., & Hantston, S. (2010). Procesamiento estándar de imágenes Landsat. Documento técnico de algoritmos a aplicar. 1-21.
- Colby, J. D. (1991). Topographic Normalization in Rugged Terrain. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 57(5), 531-537.
- García, E. (2008). Aplicación de la corrección del sombreado topográfico para la identificación y delimitación de cuerpos de agua en la región andina del Perú dentro de un SIG raster. *Revista Internacional de Ciencia y Tecnología de la Información Geográfica*, 8, 1- 17.
- Hall, D. K., Ormsby, J. P., Bindschadler, H. y Siddalingaiah, H. (1987). Characterization of snow and ice reflectance zones on glaciers using Landsat TM data. *Annals of Glaciology*, 9, 104-108.
- Jiménez-Muñoz, J., & Sobrino, J. (2003). A generalized single-channel method for retrieving land surface temperature from remote sensing data. *J. Geophys. Res.*, 108, (D22), 4688. DOI: 10.1029/2003JD003480.
- Jiménez-Muñoz, J., Cristóbal, J., Sobrino, J., Sòria, G., Ninyerola, M., & Pons, X. (2009). Revision of the single-channel algorithm for land surface temperature retrieval from Landsat thermal-infrared data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47(1), 339–349.
- Jiménez-Muñoz, J., Cristóbal, J., Sobrino, J., Skokovic, D. (2014). Land Surface Temperature Retrieval Methods From Landsat-8 Thermal Infrared Sensor Data. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 11(41), 1840–1843.
- Landsat Project Science Office (2002). *Landsat 7 Science Data User's Handbook*. Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD.



- Maestro, I., Recio, J. (2004). Análisis comparativo de distintos métodos de estimación de la superficie glaciar en el Pirineo axial aragonés a partir de imágenes Landsat”. *GeoFocus* (Artículos), 4, 79-92.
- Miller, J., Franklin, J., & Aspinall, R. (2007). Incorporating spatial dependence in predictive vegetation models. *Ecological Modelling*, 202(3-4), 225–242.
doi:10.1016/j.ecolmodel.2006.12.012
- Pérez, M., & García, M. (2007). Evolución de la temperatura en el Pacífico a lo largo del período instrumental. *M+A, Revista Electrónica de Medioambiente*, 3, 23–52.
- Teillet, P.M., Guindon, B. & Goodenough, D.G. (1982): On the slope-aspect correction of multispectral scanner data. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 8(2), 1537-1540.
- Van De Griend, A., & Owe, M. (1993). On the relationship between thermal emissivity and the normalized different vegetation index for natural surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, 14, 1119–1131.



Superintendencia
del Medio Ambiente
Gobierno de Chile

INFORME N° 3: Metodología para la estimación del albedo superficial de onda corta mediante la serie de imágenes satelitales Landsat. Por John Treimun Ríos, Asesor Científico del Programa de Monitoreo Ambiental Territorial, Unidad de Estudios-PCE





1. Introducción

Desde el año 2010 que Chile cuenta con la Superintendencia del Medio Ambiente (SMA), servicio público creado por medio del artículo segundo de la Ley N° 20.417, cuya misión institucional es ejecutar, organizar y coordinar la fiscalización y el seguimiento de los instrumentos de gestión ambiental de su competencia. Para satisfacer el cumplimiento de estas funciones, la SMA se encuentra desarrollando un Programa de Monitoreo Ambiental Territorial (PMAT), enfocado en fortalecer su capacidad fiscalizadora y en optimizar el uso de sus recursos con la ayuda de la adaptación de metodologías y técnicas de percepción remota.

El uso de tecnologías de teledetección plantea la necesidad de desarrollar y adaptar algoritmos específicos derivados del medio físico e integrarlos con la información entregada por las plataformas y sensores satelitales. El presente trabajo de asesoría técnica se enmarca en esta necesidad institucional de generar metodologías que permitan monitorear periódicamente los sistemas naturales en los que la SMA tenga competencia fiscalizadora, automatizando los procesos en un entorno de alto rendimiento computacional. La necesidad de la SMA de este trabajo quedó refrendada en la Resolución Exenta N° 135, de fecha 11 de marzo de 2014, en la que se solicita asesoría para el desarrollo y la adaptación de algoritmos y técnicas de teledetección que aporten al cumplimiento de la misión del organismo estatal.

Las variables físicas que hasta hoy forman parte del PMAT son la superficie y temperaturas de los glaciares, la temperatura superficial del mar (TSM), la temperatura superficial terrestre (TST), un grupo de variables relacionadas con la calidad del agua (clorofila a (Ca), sólidos en suspensión (SS) y turbidez (Tu)), la superficie de bosque nativo talado, así como también la superficie y el estado de los salares. Los insumos espaciales contemplados para el estudio de estas variables son la serie de imágenes satelitales Landsat (TM, ETM, OLI y TIRS), las imágenes de radar provistas por el satélite TerraSAR-X, un modelo de elevación digital del terreno (MDE) y la cobertura con el vapor de agua atmosférico provisto por el sensor MODIS, a bordo de las plataformas satelitales Terra y Aqua.

En este informe se detallan las metodologías utilizadas y los resultados obtenidos de la estimación del albedo superficial en seis diferentes glaciares de la cordillera de Los Andes, en las cercanías del límite internacional chileno-argentino, en la Comuna de Alto del Carmen, Provincia de Huasco, en la Región de Atacama.

2. Insumos

La información utilizada para la estimación del albedo superficial de los glaciares fue obtenida desde dos plataformas virtuales. La primera de ellas fue la *United States Geological Survey* (USGS), enfocada en proporcionar información científica de los sistemas naturales por medio de su plataforma virtual, ofrece en forma gratuita a la comunidad diferentes productos de teledetección¹⁰. La segunda fuente fue el sitio web del proyecto *ASTER Global Digital Elevation Model* (ASTER GDEM)¹¹, el que pone a disposición del público un modelo digital de elevación (MDE) global de alta resolución.

El sitio web de la USGS provee de dos aplicaciones web, *Earth Explorer* y *Glovis*, las que permiten descargar gratuitamente imágenes satelitales de la continuación del programa Landsat (LDCM), o Landsat 8, provistas por los sensores *Operational Land Imager* (OLI) y *Thermal Infrared Sensor* (TIRS). A su vez, se obtuvo un MDE sin costo desde la página web del ASTER GDEM, de resolución 30 m. El software utilizado fue la versión 10.2 de ArcGis (ESRI), automatizando los procesos mediante la herramienta de programación gráfica *Model Builder*. El insumo cartográfico utilizado como referencia corresponde al Inventario de Glaciares (IG) de Chile de la Dirección General de Aguas (DGA), dependiente del Ministerio de Obras Públicas (MOP). Las principales características de los insumos utilizados se resumen en los cuadros N° 1 y N° 2.

Cuadro N° 1: Parámetros y características espaciales de las imágenes Landsat 8 utilizadas.

Área de estudio	Nombre imagen	Fecha y hora local (UTC-3)	Elevación solar (°)	Azimut solar (°)
Pascualama	2: LC82330802014105LGN00	15-04-2014 11:32	40,91	42,82

Elaboración propia. Fuente: Metadatos de imágenes satelitales.

Cuadro N° 2: Resoluciones espaciales y espectrales de las bandas espectrales utilizadas.

Banda espectral	Sensor	Resolución	
		Espacial (m)	Espectral (nm)
B2	OLI	30	0,43 – 0,45
B3			0,53 - 0,59
B4			0,64 – 0,67
B5			0,85 - 0,88
B6			1,57 - 1,65

¹⁰ <http://www.usgs.gov>

¹¹ <http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp>

B7			2,11 – 2,29
----	--	--	-------------

Elaboración propia. Fuente: USGS, 2014.

3. Metodología

La estructura metodológica propuesta consiste de cinco etapas, enfocadas en obtener las relaciones que permitan determinar los parámetros para cada modelo seleccionado. Un flujo simple de la metodología diseñada se expone en la Figura N° 1.

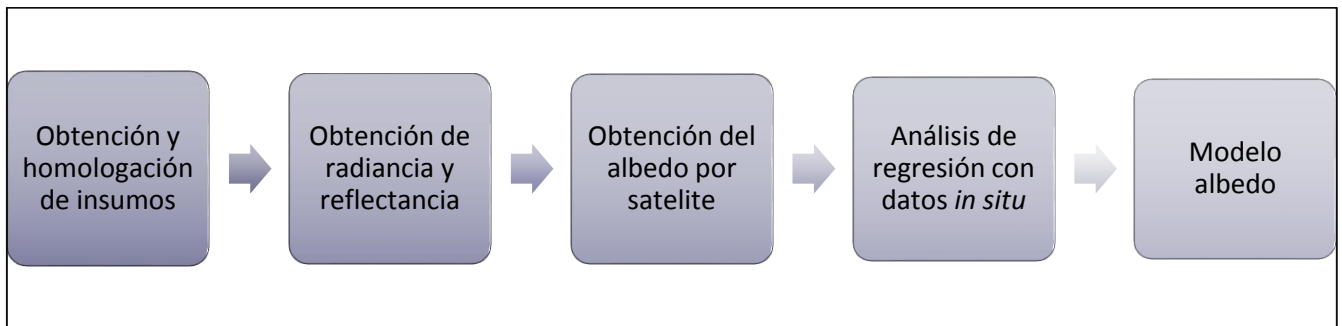


Figura N° 1: Flujo metodológico para el tratamiento de la información. Elaboración propia.

3.1. Homologación de insumos

En esta etapa se homologan todas las coberturas en términos de localización geográfica. Tanto la extensión del análisis, como el sistema de referencia, la resolución espacial y los métodos de resampleo, se deben definir antes de realizar cualquier tipo de corrección o normalización. La secuencia de pre procesos realizada a los insumos se compone de los siguientes:

- vii. Se determinó que el sistema de referencia utilizado sería el WGS 1984, Huso 19 S, UTM.
- viii. Extracción de los píxeles de cada cobertura pertenecientes al área de estudio.
- ix. Extracción de los píxeles con valores *dummit* y saturados.
- x. Generación de máscara auxiliar para realizar los cálculos en forma automatizada.
- xi. Extracción de las bandas espectrales utilizando los píxeles de la máscara y el área de estudio como referencia.

3.2. Obtención de la radiancia y la reflectancia

Para realizar la corrección radiométrica de la banda termal se procedió a transformar a radiancia sus valores digitales (DN) utilizando la información de la metadata y la expresión¹²:

¹² Fuente de algoritmos para transformación de DN a radiancia y reflectancia:
http://landsat.usgs.gov/Landsat8_Using_Product.php

$$L_{\lambda} = M_L * Q_{cal} + A_L \quad (1)$$

En donde:

L_{λ} = Radiancia espectral

M_L = Factor de re-escala multiplicativo radiancia

A_L = Factor de re-escala aditivo radiancia

Q_{cal} = Valor calibrado del pixel (DN)

Los valores digitales (DN) de las bandas 4 y 5 (OLI) fueron transformados directamente a reflectancia siguiendo la expresión (2). Posteriormente fueron corregidos topográficamente siguiendo la expresión de Colbi (1991):

$$\rho_{\lambda} = \frac{M_{\rho} * Q_{cal} + A_{\rho}}{\sin(\theta_e)} \quad (2)$$

Siendo:

ρ_{λ} = Reflectancia (TOA)

M_{ρ} = Factor de re-escala multiplicativo reflectancia

A_{ρ} = Factor de re-escala aditivo reflectancia

θ_e = Ángulo de elevación solar (°)

3.3. Obtención del albedo superficial de onda corta

La estimación del albedo de onda corta (*shortwave*) a partir de la serie de imágenes satelitales Landsat ha sido ampliamente abordada en diversas investigaciones, en diferentes contextos geográficos (Liang, 1999; Knap *et al.*, 1999; Wouter & Oerlemans, 2004; Pope & Rees, 2013). Entre ellas se han escogido tres de los modelos propuestos, los que otorgan una mayor adaptabilidad a distintos contextos geográficos y se desempeñan de manera correcta en superficies cubiertas con hielo o nieve. Además, se han considerado modelos lineales y no lineales, los que son expuestos con los parámetros resultantes de cada contexto estudiado, por lo que se deben calibrar con la espacialización de los datos levantados *in situ*.

- i. Modelo 1: La metodología propuesta por Knap *et al.* (1999) incluye las bandas TM2 y TM4 de Landsat 5 y 7. Su adaptación al sensor OLI, correspondiente a la banda OLI3 y OLI5 de Landsat 8, está dada por la expresión no lineal:

$$\alpha_{short} = -0,726\rho_3 - 0,322\rho_3^2 - 0,051\rho_5 + 0,581\rho_5^2 \quad (3)$$

Dónde:

α_{short} = Albedo total de onda corta

ρ_3 = Reflectancia OLI3

ρ_4 = Reflectancia OLI4

- ii. Modelo 2: El método seguido por Liang (1999) es el que considera la mayor cantidad de bandas espectrales, en orden con su intento de abarcar una región más extensa con un algoritmo generalizado:

$$\alpha_{short} = -0,00180 + 0,356\rho_2 + 0,130\rho_4 + 0,373\rho_5 + 0,085\rho_6 + 0,072\rho_7 \quad (4)$$

Con:

ρ_i = Reflectancia bandas OLI ($i = 2,4,5,6,7$)

- iii. Modelo 3: El tercer método, propuesto por Liang (2000), encuentra buenos resultados usando una expresión lineal y la banda pancromática del sensor ETM, adaptándose para Landsat 8 mediante la expresión:

$$\alpha_{short} = 0,8558\rho_{pancromática} + 0,0015 \quad (5)$$

Considerando que $\rho_{pancromática}$ = reflectividad banda pancromática Landsat 8.

4. Resultados y conclusiones

Al comparar los resultados de los tres modelos seleccionados, puede constatar que todos ellos logran un buen desempeño al estimar el albedo superficial de onda corta (figura N° 2). El modelo 1 y el modelo 3 son los que presentan las mayores semejanzas, tanto en términos de intensidad como también de distribución espacial.

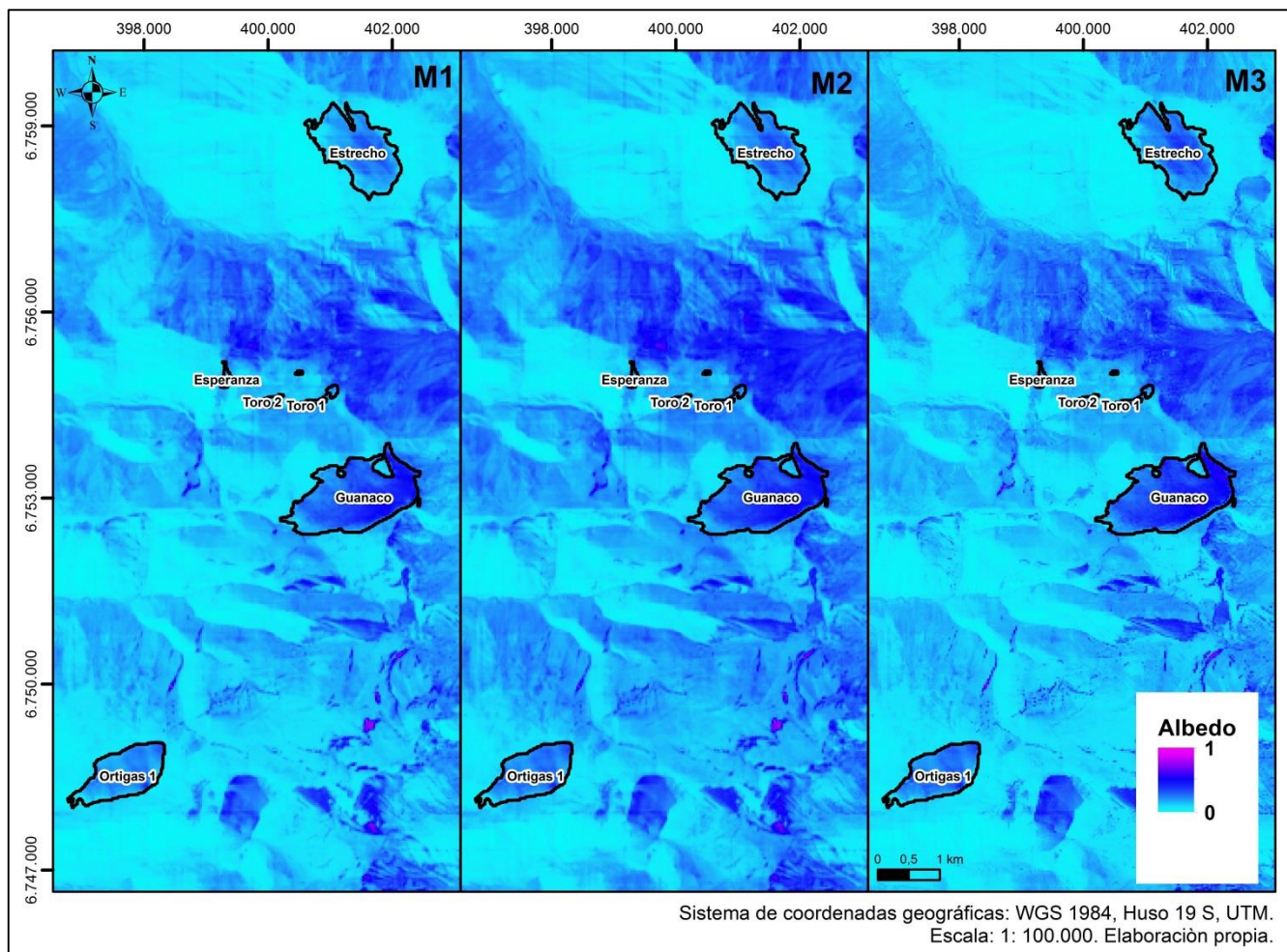


Figura N° 2: Albedos superficiales de onda corta estimados. Los modelos M1, M2 y M3 resultaron aptos para estimar el albedo superficial en los glaciares seleccionados. Elaboración propia.

Las mayores diferencias entre los modelos se producen a escala local, debido a las bandas espectrales consideradas por cada uno de ellos y las diferencias en sus reflectividades observadas. En términos de intensidad, los modelos 1 y 3 presentan un comportamiento similar de sus valores máximos (0,84 y 0,87, respectivamente), aunque el modelo 2 no presenta un diferencia menor (0,80). Las mayores intensidades del albedo superficial se registraron en el glaciar Guanaco, mientras que los menores albedos se observaron en los glaciares Toro 1 y 2, como también en el Esperanza.

En términos de superficie detectada como posiblemente cubierta de hielo o nieve, el modelo 2 tiende a sobreestimar el albedo fuera de los glaciares, especialmente en las zonas caracterizadas por fuertes pendientes y escasa vegetación. El modelo 3, basado en la banda

pancromática, mostró ser eficiente para contrastar el albedo superficial de las cubiertas de los glaciares de sus alrededores.

Se recomienda que los modelos propuestos sean calibrados con datos levantados en terreno, a fin de obtener los parámetros locales para cada uno de ellos. Es importante destacar la importancia de la representatividad estadística en el muestreo, pero también la representatividad debe ser espacial, evitando caer en los métodos netamente basados en el azar.

Se concluye que los modelos seleccionados para obtener el albedo en zonas con cuerpos glaciares son idóneos para estimar y espacializar el albedo de onda corta, con ayuda de datos levantados *in situ*. Además, con la información generada, se pueden formar series de tiempo del albedo superficial y conseguir la tendencia temporal de su comportamiento espacial.

5. Bibliografía

- Chuvieco, E., & Hantston, S. (2010). Procesamiento estándar de imágenes Landsat. Documento técnico de algoritmos a aplicar. 1-21.
- Colby, J. D. (1991). Topographic Normalization in Rugged Terrain. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*. 57(5). 531-537.
- García, E. (2008). Aplicación de la corrección del sombreado topográfico para la identificación y delimitación de cuerpos de agua en la región andina del Perú dentro de un SIG raster. *Revista Internacional de Ciencia y Tecnología de la Información Geográfica*. 8. 1- 17.
- Greuell, W. & Oerlemans, J. (2004). Narrowband-to-broadband albedo conversion for glacier ice and snow: equations based on modeling and ranges of validity of the equations. *Remote Sensing of Environment*. 89. 95–105.
- Hall, D. K., Ormsby, J. P., Bindaschadler, H. y Siddalingaiah, H. (1987). Characterization of snow and ice reflectance zones on glaciers using Landsat TM data. *Annals of Glaciology*. 9. 104-108.
- Knap, W., Reijmer, C., & Oerlemans, J. (1999). Narrowband to broadband conversion of Landsat TM glacier albedos. *International Journal of Remote Sensing*. 20. 2091-2110.



- Landsat Project Science Office (2002). Landsat 7 Science Data User's Handbook. Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD.
- Liang, S., Strahler, A., & Walthall, C. (1999). Retrieval of land Surface albedo from satellite observations: a simulation study. *Journal of Applied Meteorology*. 38. 712-725.
- Liang, S. (2000). Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I Algorithms. *Remote Sensing of the Environment*. 76, 213-238.
- Pope, A., Rees, G. (2013). Using in situ spectra to explore Landsat classification of glacier surfaces. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. 1-11.
- Teillet, P.M., Guindon, B. & Goodenough, D.G. (1982): On the slope-aspect correction of multispectral scanner data. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 8(2), 1537-1540.
- Van De Griend, A., & Owe, M. (1993). On the relationship between thermal emissivity and the normalized different vegetation index for natural surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, 14, 1119–1131.