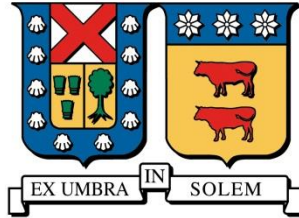


UNIVERSIDAD TÉCNICA FEDERICO SANTA MARÍA
DEPARTAMENTO DE OBRAS CIVILES
VALPARAÍSO-CHILE



**ANÁLISIS DE MODELOS EXISTENTES DE ALBEDO DE NIEVES CONTRASTADOS CON
INFORMACIÓN SATELITAL**

Memoria para optar al título de Ingeniero Civil

RAIMUNDO ANDRÉS SÁEZ JENSCHKE

PROFESOR GUÍA:

PEDRO KAMANN CHACANA

Julio de 2016

1. Resumen

El uso de percepción satelital en estudios hidrológicos es una herramienta cada vez más usada en ingeniería. Esto debido al gran nivel de precisión y accesibilidad a los datos que estos instrumentos han adquirido con el fuerte avance tecnológico de las últimas décadas. Es por eso, que diversos estudios se han realizado de manera de incorporar estos datos a la Ingeniería Hidráulica.

El presente trabajo pretende realizar un contraste entre la información de albedo de nieves entregada por el Satélite MODIS con cuatro modelos existentes de albedo de nieves.

MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer) corresponde a un espectro radiómetro montado a bordo de los satélites Terra (EOS AM) y Aqua (EOS PM), los que fueron lanzados al espacio por la NASA (National Aeronautics and Space Administration) en 1999 y 2002 respectivamente. Estos instrumentos están diseñados para proporcionar mediciones globales a larga escala de transformaciones dinámicas terrestres, incluyendo comportamiento de nubes, cobertura nival, procesos de intercambio de energía en los océanos, etc. Ha sido validado en diversos estudios, algunos de ellos incluidos en el presente trabajo, y además es constantemente calibrado y monitoreado por NASA.

La zona de estudio corresponde a la parte alta de la cuenca del río Aconcagua ubicada en la V región de Valparaíso en la zona central de Chile, 40 kilómetros al sureste de la ciudad de Los Andes. Específicamente las mediciones fueron hechas en el Glaciar Olivares Betha y Juncal Sur, ambos ubicados a menos de 10 kilómetros de la estación nivométrica Lagunitas, perteneciente al complejo minero Codelco-Andina.

Los modelos utilizados para contrastar la información satelital son 4. Tres de esos modelos consideran una dependencia del albedo únicamente del tiempo. Se incorpora al análisis un cuarto modelo de albedo, que realiza balance de calor y masas, para ir redefiniendo las condiciones del manto de acuerdo con los valores de la precipitación, temperatura, velocidad del viento, humedad relativa y radiación durante el día.

De los modelos dependientes del tiempo el primero fue el modelo adoptado por la DGA (Dirección General de Aguas) para el: “MANUAL DE CALCULO DE CRECIDAS Y CAUDALES MINIMOS EN CUENCAS SIN INFORMACION FLUVIOMETRICA” del año 1995, propuesto por Peña et al 1985. El segundo modelo analizado es el realizado Amoroch y Espíldora, desarrollado en el departamento de Ciencias del Agua e Ingeniería de la Universidad de California en el año 1966. Se incluye también un modelo internacional en el análisis, que corresponde al realizado por el European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), un instituto de investigación, producción y difusión de las predicciones meteorológicas numéricas.

El cuarto modelo, utilizado para la simulación diaria de los procesos de acumulación, metamorfosis, ablación y derretimiento de nieves fue una versión sucesivamente corregida y mejorada de un modelo originalmente confeccionado por el profesor Ludwig Stowhas, académico de nuestra casa de estudios, en la Universidad de California, Davis, en el año 1975.

Luego de ejecutar el análisis se concluye que de los modelos dependientes del tiempo, el que más se acerca a los datos entregados por el satélite es el modelo DGA, realizado por Peña et al 1985. Según los parámetros analizados supera ampliamente a los otros dos modelos, con un ECM (error cuadrático medio) promedio de 0.0066 y un E% (error porcentual promedio) de 5.5%. Seguido por el modelo ECMWF con un ECM promedio de 0.0195 y un E% de 15.5% y finalmente el modelo realizado por Amoroch y Espíldora con un ECM promedio de 0.0442 y un E% de 26.5%. La superioridad del modelo DGA es aún mayor si se restringe el análisis solo para las tormentas ocurridas en primavera. Las tormentas de verano son mejor simuladas por los otros dos modelos, ya que el decaimiento del albedo se produce a una mayor tasa. De todas maneras, la ocurrencia de estas tormentas de verano es escasa, por lo que en este estudio no se dispone de una buena cantidad de datos como para hacer un análisis más detallado.

Con respecto al modelo de simulación diaria de Stowhas, este representa una buena representación de albedo de nieves, con un ECM promedio de 0.0076 y un E% de 13.6%, más aún si consideramos que los datos de albedo fueron simulados en una banda de altura promedio de 4375 (m) con datos obtenidos de la estación Lagunitas ubicada a 2765 (m), transfiriéndose esta temperatura mediante un gradiente.

Finalmente es posible concluir que la utilización de imágenes satelitales constituye un instrumento potente y de gran utilidad en Ingeniería. Permite obtener datos que, de otra manera, serían imposibles de adquirir, dada la importancia que se les da en nuestro país actualmente. Esto con un alto grado de exactitud, dada la experiencia internacional, y también con diversas opciones temporales de adquisición de datos, llegando incluso a datos diarios. Es de esperar que esta herramienta se utilice en la creación de nuevos modelos que incorporen, además de la información histórica de un lugar, diversos tipos de datos obtenidos desde satélites.

2. Agradecimientos

A mis padres por su incondicional apoyo durante toda mi educación. Muchas gracias por las libertades que me dieron al decidir mi destino en todo sentido, me han hecho un hombre fuerte y decidido. También agradezco las decisiones que tomaron sin preguntarme, han sido unos excelentes pastores.

A mis compadres de carrera Benjamín Girardi, Alexis González y Matías Hidalgo. Sin ustedes el camino habría sido distinto, transformaron momentos de estudio en agradables juntas en que fluían más risas que ecuaciones. Además de formar un grupo de trabajo multifuncional, que pasó rápidamente por encima de las dificultades que se nos planteaban. También dentro de este párrafo me gustaría mencionar a los compañeros Tomás Saavedra, Matías Araya, Blas Larraín e Ignacio Morales, sin duda también marcaron mi paso.

A la universidad por ayudarme desarrollar mi potencial como ingeniero. El nivel de exigencia de los profesores sumado a la calidad académica de mis compañeros, formaron un ambiente universitario desafiante, que me llevó a descubrir una buena cuota de mis capacidades y habilidades.

Por último agradezco a la universidad sus instituciones. Estas son un gran complemento para un desarrollo íntegro. En especial, me gustaría agradecer a la Rama de Fútbol Varones, encabezada por el gran educador y amigo Jorge Soriano. En la cancha de futbol adquirí conocimientos tan importantes como los obtenidos en las aulas. No puedo dejar de mencionar aquí a mis grandes amigos Patricio Silva, Luis Vera, Matías Mercado, Víctor Ruiz, Daniel Godoy y Víctor Herrera. Muchas gracias por todos los momentos. Crecí mucho como persona junto a ustedes.

ÍNDICE

1.	Resumen.....	2
2.	Agradecimientos	5
3.	INTRODUCCIÓN	10
3.1.	Introducción	10
3.2.	Objetivos	12
3.3.	Organización de este informe	12
4.	REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA.....	13
4.1.	Introducción	13
4.2.	La Nieve	13
4.3.	Hidrología de Nieves	18
4.4.	Factores externos que afectan las propiedades de la nieve	20
4.5.	Albedo	21
4.6.	Modelos de Albedo Dependientes del Tiempo.....	23
4.7.	Modelo de Stowhas.....	25
5.	Percepción Remota	29
5.1.	Percepción remota del manto nival.....	30
5.2.	Imágenes Satelitales MODIS	31
5.3.	MOD10A1.....	34
5.4.	Validación imágenes satelitales MODIS	36
6.	DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO	41
6.1.	Caracterización de la Zona de Estudio	41
6.2.	Clima de la Zona	42
6.3.	Información Disponible	42
6.4.	Justificación zona Análisis	43
6.5.	Elección de los años de análisis.....	45
7.	Obtención de datos desde satélite	46

7.1.	Método de Obtención	46
7.2.	Post procesamiento de Imágenes	47
7.3.	Cobertura de Nubes y Fracción de cobertura Nival sobre la cuenca del Aconcagua ...	49
8.	Resultados	53
8.1.	Modelos dependientes del Tiempo	53
8.2.	Modelo Stowhas.....	59
8.3.	Resumen de Resultados	60
9.	Conclusiones.....	62
9.1.	Sobre los Modelos de Estimación de Albedo de Nieves	62
9.2.	Sobre la obtención de Datos Satelitales.....	64
10.	Referencias.....	66
Anexo 1	Datos Satélite.....	68
Anexo 2	Base Conceptual del Modelo Stowhas.....	81
Anexo 3	Datos Ingresados a Modelo Stowhas.....	104

ÍNDICE DE ILUSTRACIONES

Ilustración 1: Esquema intercambio de energía en manto nival	19
Ilustración 2: Esquema de un sensor remoto pasivo	29
Ilustración 3: Sistema de escaneo del sensor Modis.	32
Ilustración 4: Cobertura nival cuenca esteros ojos de agua 24/06/2009.	37
Ilustración 5: Concordancia entre las detecciones de nieve realizadas por MODIS y SNOTEL.....	38
Ilustración 6: Albedo de Nieve en la Estación JAR2, zona de ablación.	40
Ilustración 7: Zona de estudio	41
Ilustración 8: Glaciares en Septiembre de 2011	44
Ilustración 9: Glaciares en Abril de 2007.....	44
Ilustración 10: Glaciares en Enero de 2010.....	44
Ilustración 11: Proyección Sinusoidal en tiles	46
Ilustración 12: Visualización Tile en Arcgis.....	48
Ilustración 13: Visualización en Google Earth y abajo en Arcgis.....	48
Ilustración 14: Cobertura Nival Año 2005	49
Ilustración 15: Cobertura Nival Año 2008	50
Ilustración 16: Cobertura Nival Año 2012	50
Ilustración 17: Porcentaje de Nubes año 2005	51
Ilustración 18: Porcentaje de Nubes año 2008	51
Ilustración 19: Porcentaje de Nubes año 2012	52
Ilustración 20: Leyenda de las gráficos	53
Ilustración 21: Ejemplo de Gráfica de tormentas	55
Ilustración 22: Gráfica Año 2005 ambos lugares	56
Ilustración 23: Gráfica Año 2008 ambos lugares	57
Ilustración 24: Gráfica Año 2012 ambos lugares	58
Ilustración 25: Gráfica Modelo Stowhas	59

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Clasificación internacional de nieve para la precipitación	14
Tabla 2: Tipos de nevadas.	16
Tabla 3: Tipos de nieve en el terreno.	17
Tabla 4: Rango espectral MODIS, bandas 1-36.	33
Tabla 5: Información entregada por bandas 1 y 3 de imagen MOD10A1.	35
Tabla 6: Ejemplo cálculo de tormentas.	55
Tabla 7: Coeficiente ECM y E% Año 2005	56
Tabla 8: Coeficiente ECM y E% Año 2008	57
Tabla 9: Coeficiente ECM y E% Año 2012	58
Tabla 10: Resultados Modelo Stowhas	60
Tabla 11: Comparación albedos promedio	60
Tabla 12: Resumen de ECM y E%	60
Tabla 13: Resumen Albedo en Glaciares	61
Tabla 14: Resumen de R2 y E% sin tormentas de verano	63
Tabla 15: Resumen de R2 y E% con tormentas de verano	63

3. INTRODUCCIÓN

3.1. Introducción

En términos nivales Chile presenta una geografía privilegiada; su cordillera de más de 4.300 Km de largo, con una elevación media de 4.500 msnm y una localización en la mitad meridional del hemisferio sur continental, posee una disponibilidad hídrica de inconmensurable tamaño dado el efecto natural de acumulación y derretimiento de la nieve. De hecho, desde la época colonial que ya se sabía de la importancia de la esorrentía generada por los deshielos. Las primeras fuentes de agua para consumo humano provenían de acueductos que fueron construidos para captar aguas originadas en las partes altas del río Maipo, el cual es conocido por tener un régimen predominantemente nival.

A modo general, la nieve se puede entender como un almacenamiento de agua en las partes altas de la cuenca, el cual servirá para abastecer las necesidades hídricas del valle en la época de estiaje. Dada las características climatológicas de Chile, el período de almacenamiento se concentra en los meses invernales y el período de deshielo durante los meses más cálidos de primavera y verano; lo que trae como consecuencia que en la zona central del país la esorrentía de derretimiento nival posee una gran variabilidad estacional.

Para estimar la tasa de derretimiento de la nieve, se realiza un balance energético en el manto nival. Este balance es gobernado por diferentes procesos de intercambio de calor. El estrato de nieve absorbe la radiación solar de onda corta que es parcialmente bloqueada por la cobertura nubosa y reflejada por la superficie de la nieve. Un intercambio de calor de onda larga (o de baja frecuencia) y de calor tanto sensible como latente toma lugar entre la nieve y el ambiente que la rodea; esto incluye la masa de aire que yace por encima de ella, la cubierta vegetal y la cobertura de nubes presentes en el cielo.

Se define el albedo de la superficie como el cociente entre la radiación reflejada y la radiación incidente sobre ella, por lo que varía entre 0 y 1. Comúnmente se refiere a la "blancura" de una superficie, donde 0 significa negro y 1 significa blanco. Un valor de 0 significa que la superficie es

un "absorbente perfecto", es decir, que absorbe toda la energía entrante. Un valor de 1 significa que la superficie es un "reflector perfecto", por lo tanto, refleja toda la energía entrante.

Nieve y hielo tienen un alto albedo ya que la nieve refleja la mayor parte de la radiación solar incidente de vuelta al espacio. La nieve nueva refleja más del 80% del incidente radiación, permitiendo así que muy poca energía solar para ser absorbida. Sin embargo, dado el envejecimiento de la nieve y su derretimiento, convirtiéndose en firn (nieve depositada por dos o más temporadas) o hielo expuesto, su albedo es muy reducido, lo que lleva al estrato nivoso a absorber de mejor manera la radiación solar, reduciendo aún más el albedo debido al proceso fusión, formando en un bucle de retroalimentación positiva.

En el presente trabajo se comparan 4 modelos de albedo con la información entregada por el sensor MODIS, montado en el satélite Terra, perteneciente a la NASA. Tres de esos modelos consideran una dependencia del albedo únicamente del tiempo. Se incorpora al análisis un cuarto modelo de albedo, que realiza balance de calor y masas a escala diaria, para ir redefiniendo las condiciones del manto de acuerdo con los valores de la precipitación, temperatura, velocidad del viento, humedad relativa y radiación durante el día.

Se eligieron 3 años para llevar a cabo el análisis, en los que registraron en total 9 tormentas para ambos lugares de análisis, lo cual da la posibilidad de probar 18 veces el funcionamiento de las aproximaciones de albedo de nieve descritas anteriormente. Dentro del periodo en que el sensor está en funcionamiento, se eligió el año en que más nevó, en que menos nevó y el año en que se registra el período más extenso de medición sin nubes. Estos años son el 2005, 2012 y 2008 respectivamente.

3.2. Objetivos

El principal objetivo de este trabajo de tesis es comparar los modelos de albedo chilenos e internacionales con la información entregada por el satélite MODIS. De manera de conocer de mejor manera la dependencia del tiempo del albedo y otros factores.

Como objetivo secundario es evaluar el desempeño de los datos del satélite en la geografía de la Cordillera de los Andes y así estudiar la posibilidad de acercar esta nueva herramienta a futuro a diversas áreas de la Hidrología.

3.3. Organización de este informe

El capítulo III presenta una introducción al tema y los objetivos del presente trabajo de tesis. Luego en el capítulo IV se realiza una revisión bibliográfica de los principales conceptos a tener en cuenta para realizar la investigación, se muestra un panorama general de la nieve y su hidrología, factores que afectan sus propiedades, albedo y los modelos a utilizar en el estudio.

El capítulo V es una explicación del funcionamiento de la Percepción Satelital aplicado a la ingeniería, obviamente asociado al sensor MODIS. También explica el producto MOD10A1 utilizado para estimar el albedo de nieves y las validaciones, tanto nacionales como internacionales, que ha tenido.

En el capítulo VI se muestra una descripción de la localidad, caracterizando la zona de estudio y justificando el porqué de su elección. También se habla acerca de la información nivométrica disponible en el sector de Lagunitas, muy cercano a la zona de estudio

En el capítulo VII se explica el método de obtención de datos desde el satélite y los post procesamiento necesarios para obtener los datos en el sector. También se exponen acerca de los datos utilizados de Cobertura de Nubes y Fracción de cobertura Nival sobre la cuenca del Aconcagua, obtenidos por el Sr. René Garreaud, académico de la Universidad de Chile.

4. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

4.1. Introducción

La estimación de la cobertura nival y el equivalente en agua asociados son parámetros fundamentales en la hidrología de nieves, puesto que ellos permiten cuantificar los recursos hídricos disponibles. Cabe indicar que la determinación de la cobertura del manto nival es parte de un proceso no trivial. Su monitoreo es muy dificultoso y en ocasiones impracticable debido a la accidentada topografía y grandes elevaciones de la cordillera; además, en su caracterización espacial intervienen una serie de parámetros muchas veces desconocidos tales como la radiación solar incidente, altura máxima de ladera contraria a la dirección del viento, cenit solar del lugar, etc. (Molotch y Bales, 2006).

Ante la necesidad de generar una respuesta a la individualización del manto nival surge la percepción remota, la cual, en base a imágenes satelitales es capaz de entregar aproximaciones a los diferentes parámetros que influyen su distribución espacial. Esta herramienta permite observar a diferentes niveles de resolución, ya sea espacial o temporal, no sólo la evolución nival sino que también la de diferentes elementos cuantitativos y cualitativos de la nieve.

4.2. La Nieve

Se puede definir la nieve como un fenómeno meteorológico que consiste en la precipitación de agua a baja temperatura, en forma de cristales de hielo. La nieve se forma cuando el vapor de agua está expuesto a una temperatura menor de 0°C (32°F o 273°K), y posteriormente cae sobre la tierra. Debido a la presencia de esta baja temperatura, los pequeños cristales que precipitan se funden superficialmente, pero no alcanzan a hacerlo internamente, por lo que se van mezclando y originan los copos de nieve. Estos copos de nieve están formados por estrellas hexagonales, en que cada punta posee una gran cantidad de ramificaciones.

Tipos de cristales de la nieve

Las propiedades mecánicas de la nieve, al momento inicial del depósito, están dadas por el tipo de cristal que precipita y la forma de aquellos que se depositan. Los cristales de forma simple, granos de hielo (tipo agujas o columnas) o cristales complejos fragmentados por el viento tienden a unirse cuando caen sobre la superficie, lo que provoca uniones intergranulares y la formación de placas. Los cristales sin formas esféricas tienden a deslizar fácilmente, lo que provoca que la nieve no se acopie en gran cantidad. Los cristales estelares (tipo estrella) y dendritas espaciales forman depósitos de baja cohesión, cuando existe baja temperatura y una ausencia de viento. En la tabla 1 se muestra la clasificación internacional para los distintos tipos de partículas de nieve:

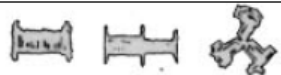
Tipo de Partícula	Símbolo	Símbolo Gráfico	Ejemplos
Placas	F1		
Estrellas	F2		
Columnas	F3		
Agujas	F4		
Dendritas Espaciales	F5		
Columnas Tapadas	F6		
Columnas Irregulares	F7		
Granizo Blando	F8		
Granizo de Hielo	F9		
Granizo	F0		

*Tabla 1: Clasificación internacional de nieve para la precipitación
Realizada en 1951 por la International Commission on Snow and Ice*

Acumulación

La nieve se mantiene en el suelo hasta que se derrita, se sublima o se evapore. En climas muy fríos, esto puede resultar en que la nieve permanezca sobre una superficie durante la totalidad de la época invernal; si se dan las condiciones necesarias de temperatura y radiación incidente, tal acumulación puede permanecer durante todo el año, dando así origen a los glaciares. Tormentas y avalanchas pueden alterar en forma importante la distribución de nieve en el suelo.

La nieve que recién ha caído tiene una densidad que varía entre el 5% y el 15% de la densidad del agua (Klesius, 2007), mientras que para finales del período de acumulación (Agosto) la densidad de la nieve acumulada puede sobrepasar los 50%. El equivalente en agua (SWE) es una variable de estado de caracterización de la nieve que corresponde a la profundidad del pelo de agua que tiene la misma masa y área superficial que el sector de nieve en estudio.

La acumulación en sí se puede separar en dos partes: la primera corresponde al hecho físico de la ocurrencia de la nevada (tabla 2) y la segunda corresponde a los procesos metamórficos de la nieve una vez que se ha asentado en la superficie (tabla 3). Debido a los diferentes parámetros que afectan en las características de la generación de la nieve y su distribución espacial, existe una serie de tipos, tanto como de precipitación nival y de acumulación en superficie; en donde las variables que gobiernan la clasificación según su tipo son el viento y la temperatura.

Tipo de nevada	Término Inglés	Características	Imagen referencial
Aguanieve	<i>Sleet</i>	La caída de aguanieve ocurre cuando los copos de nieve pasan por una capa de aire cálido lo que los hace derretir parcial o totalmente.	
Agujas	<i>Needles</i>	Un tipo de copo de nieve que tiene forma acicular, es decir su longitud es mucho mayor que su diámetro.	
Columnas	<i>Columns</i>	Un tipo de copo de nieve que tiene forma de una columna de 6 lados.	
Dendritas	<i>Dendrites</i>	Un tipo de copo de nieve que tiene 6 puntas, dándole forma de una estrella.	
Nevadas con influencia lacustre	<i>Lake-effect snow</i>	Se producen cuando vientos fríos que se mueven a lo largo de grandes cuerpos de agua recogen el vapor de agua presente en sus cercanías, para luego condensarse y producir importantes nevadas en las orillas de los lagos.	
Nevasca	<i>Blizzard</i>	Tormenta de nieve y hielo producida en la alta montaña o altas latitudes, generalmente viene acompañada de fuertes vientos.	
Nieve escarchada, cellisca	<i>Rimed snow</i>	Copos de nieve que están parcial o completamente cubiertos de pequeñas gotas de agua congeladas, dando la apariencia de estar escarchados.	
Pellets granulares de nieve	<i>Graupel</i>	Precipitación que se forma cuando la niebla se condensa a baja temperatura generando un copo de nieve escarchado.	
Ráfaga, Nevisca, Chubascos de nieve	<i>Flurry</i>	Nieve ligera con poca acumulación, sin embargo se presentan cortos períodos de gran intensidad.	
Tormenta	<i>Snowstorm</i>	Precipitación de nieve pronosticada, de gran intensidad y duración.	
Tormenta repentina	<i>Snowsquall</i>	Precipitación de nieve repentina y de gran intensidad, acompañada de fuertes vientos cambiantes e impredecibles.	
Viento blanco	<i>Ground blizzard</i>	Se refiere a la condición meteorológica de cuando fuertes vientos levantan nieve suelta en superficie generando una reducción de visibilidad y transporte de la nieve y erosión del manto nival.	

Tabla 2: Tipos de nevadas.

Fuente: Mason, 1971; Nakaya, 1954; Magono, 1966.

Tipo de nieve acumulada en superficie	Término Inglés	Características
Cornisa	<i>Cornise</i>	Es una formación de nieve que ha sido transportada por el viento que cuelga de una cornisa o roca.
Costras	<i>Crusts</i>	Estrato de nieve endurecida por sobre de un manto de nieve polvo. Dependiendo de su espesor las costras pueden resistir el paso de una persona.
Escarchas	<i>Depth hoar</i>	Estrato muy débil que se forma en la base del manto debido al congelamiento del vapor de agua que asciende desde el terreno.
Firm	<i>Firm</i>	Nieve granular que ha estado en la superficie por al menos una temporada, pero que aún no se ha consolidado lo suficiente para ser considerada como hielo glaciar.
Grano	<i>Corn</i>	Nieve granular áspera, es característica de la primavera.
Hielo	<i>Ice</i>	Nieve congelada altamente comprimida que no contiene burbujas de aire. Su formación depende de las condiciones de temperatura y peso del estrato de nieve.
Moldeable	<i>Packing snow</i>	Nieve que está cercana al punto de derretimiento, a tal grado que permite que sea fácilmente moldeable. Es la preferible para hacer figuras y bolas de nieve.
Nieve aguada	<i>Slush</i>	Es una mezcla del tipo lechada entre agua y nieve. Generalmente arrastra sedimentos, por lo que su color es café.
Penitentes	<i>Penitentes</i>	Formación de nieve encontrada a altas altitudes. Corresponden a pilotes de hielo de casi 2 m de altura, generalmente orientados hacia el norte (por efectos del sol) y espaciados 30 cm. entre si.
Polvo	<i>Powder</i>	Nieve fresca recién caída y no compactada.
Polvo consolidado	<i>Packed powder</i>	Es la nieve más común: consiste en nieve polvo que ha estado en el suelo lo suficiente como para comprimirse pero sigue suelta.
Ventisca acumulada	<i>Snowdrifts</i>	Montones de nieve que se acumulan en las cercanías de paredes, soleras o laderas de cerros. Esto se debe a que el viento arrastra la nieve, la cual tiende a subir por el efecto aerodinámico del obstáculo.

Tabla 3: Tipos de nieve en el terreno.
Fuente: Mason, 1971; Nakaya, 1954; Magono, 1966.

4.3. Hidrología de Nieves

La hidrología de nieves se entiende como el área de la hidrología que estudia el comportamiento, distribución espacial y temporal, cantidad y calidad de la nieve; además de los factores que influyen en su derretimiento y la consiguiente generación de escorrentía.

Los mecanismos que controlan el comportamiento del manto de nieve están fuertemente ligados a los procesos meteorológicos y por consiguiente a las variables atmosféricas existentes, siendo las más importantes la precipitación y temperatura que caracterizan la calidad y cantidad de las nevadas. Cuando no se produce nevada sobre el manto, éste experimenta una metamorfosis gobernada por el intercambio de calor entre el manto y el medio ambiente, que puede ser abordada mediante un balance energético para lo cual es necesario estimar variables tales como temperatura, nubosidad, viento, humedad y precipitación líquida.

Balance de energía en el manto nival

El balance energético del manto nival es gobernado por diferentes procesos de intercambio de calor. El estrato de nieve absorbe la radiación solar de onda corta que es parcialmente bloqueada por la cobertura nubosa y reflejada por la superficie de la nieve. Un intercambio de calor de onda larga (o de baja frecuencia) y de calor tanto sensible como latente toma lugar entre la nieve y el ambiente que la rodea; esto incluye la masa de aire que yace por encima de ella, la cubierta vegetal y la cobertura de nubes presentes en el cielo. Finalmente, para entender la dinámica en la caracterización del manto es necesario conocer ciertas variables de estado nivales:

- Espesor: Altura o profundidad del manto de nieve.
- Equivalente en agua (SWE): Agua total contenida en una muestra de nieve medida en [mm], esta medida incluye el contenido de agua líquida limitada por la capacidad de retención del manto.
- Contenido de frío: Calor o energía necesaria para llevar el manto a temperatura de fusión.
- Calidad térmica (CT): Se define como el cociente entre el calor necesario para producir el derretimiento del manto y su contenido de frío. La CT generalmente se considera un indicador indirecto de la edad de la nieve.

En la siguiente figura se esquematiza el intercambio de energía entre el manto nival y el ambiente que lo rodea, y éste a la postre determina la tasa a la cual el manto comienza su disminución en área y espesor, debido a los distintos procesos de intercambios energéticos. Aquellos intercambios de energía ocurren principalmente en la superficie del manto, a través de la interacción de la radiación de onda corta, radiación de onda larga, y la transferencia convectiva o turbulenta de calor latente a causa del intercambio de vapor y calor sensible debido las diferencias de temperatura entre el aire y la nieve.

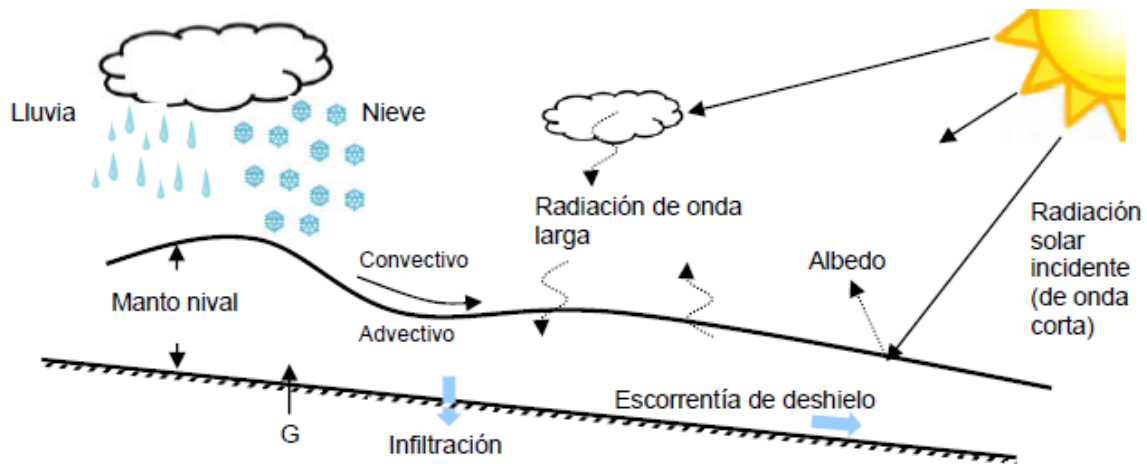


Ilustración 1: Esquema intercambio de energía en manto nival

Pequeñas cantidades de energía pueden ser también agregadas al balance energético: (i) precipitaciones líquidas que caen sobre el manto, que tienen una temperatura mayor a la nieve, y (ii) la conducción térmica desde la superficie del suelo hacia la base del manto (G). Cambios en la temperatura del estrato de nieve y su contenido de agua también constituyen una forma de intercambio interno de energía. La escorrentía de deshielo usualmente representa la mayor forma de disipación del exceso de energía cuando el manto se envejece y se vuelve isotérmico a 0°C.

Como se indica en la ecuación, el balance final de energía sobre el manto puede ser escrito como la suma algebraica de pérdidas y ganancias de energía:

$$Q_i = Q_{ns} + Q_{nl} + Q_h + Q_e + Q_r + Q_g + Q_m$$

En donde:

- Q_i : Calor latente y sensible almacenado en el manto ($\pm$)

- Q_{ns} : Radiación neta incidente de onda corta (>0)
- Q_{nl} : Radiación neta incidente de onda larga ($\pm$)
- Q_h : Intercambio convectivo de calor sensible del manto con la atmósfera ($\pm$)
- Q_e : Intercambio convectivo de calor latente de vaporización y sublimación del manto con la atmosfera
- Q_r : Calor sensible y latente de la precipitación en forma de lluvia (>0)
- Q_g : Conducción térmica desde el suelo hacia la base del manto ($\pm$)
- Q_m : Pérdida de calor latente de fusión debido a la escorrentía de deshielo que abandona el manto (<0)

Cada uno de estos flujos de calor generalmente es expresado en función de una densidad de flujo energético, es decir como intercambio energético por unidad de superficie por unidad de tiempo. Todos los términos a excepción de Q_{ns} , Q_r y Q_m pueden representar ganancias o pérdidas de energía en el manto dependiendo del intervalo de tiempo involucrado.

Entender la generación de una escorrentía proveniente del derretimiento nival involucra la integración de los diferentes procesos que intervienen en la generación de agua en el interior del estrato; procesos que retrasan y almacenan agua líquida dentro del manto y procesos que conducen el flujo de escorrentía de deshielo a través de los diferentes canales secundarios hacia un río o estero principal.

4.4. Factores externos que afectan las propiedades de la nieve

Temperatura

Este factor influye tanto en el metamorfismo como en la densificación de la nieve. Para la nieve nueva, la temperatura del aire influye en el tipo de cristal que precipita, la densidad y las propiedades mecánicas. Para la nieve con más tiempo, la temperatura está relacionada con la resistencia mecánica del estrato. Con respecto a los gradientes de temperatura que son producidos en los estratos de nieve, estos se deben a una combinación de efectos, entre los cuales se encuentra la temperatura de cada estrato, el intercambio de calor en la superficie del manto, la

penetración de la radiación de onda corta, intercambio entre la parte baja del estrato y la superficie del techo, las velocidades de propagación de ondas de frío o calor, entre otras.

Dirección y velocidad del viento

La presencia de viento marca diferencias notorias en los valores de las densidades de la nieve. Por ejemplo, en la nieve depositada sin presencia de viento y que posea cristales con forma de placas y estrellas, se pueden encontrar densidades entre los 40 a 50 [kg/m³], mientras que en la que posea cristales en forma de columnas, su densidad fluctuará entre los 80 y 100 [kg/m³]. Ahora bien, cuando se deposita nieve ligada a nevadas con viento, las densidades pueden llegar a los 400 [kg/m³] cuando las velocidades de viento son muy grandes. Además, para este último caso, la resistencia inicial de la nieve depositada será alta, incrementándose rápidamente a través de la sinterización (las partículas de hielo se adhieren y desarrollan fuertes uniones, donde no existe transferencia de material en fase de vapor).

Si una nevada ocurre en presencia de fuertes vientos, los cristales de nieve se fragmentan y son transportados por éste, depositándose generalmente en el lado de sotavento de gargantas y en obstrucciones superficiales tales como rocas, árboles, etc., creándose acumulación de nieve.

4.5. Albedo

Se define el albedo de la superficie como el cociente entre la radiación reflejada y la radiación incidente sobre ella, por lo que varía entre 0 y 1. Comúnmente se refiere a la "blancura" de una superficie, donde 0 significa negro y 1 significa blanco. Un valor de 0 significa que la superficie es un "absorbente perfecto" que absorbe toda la energía entrante. Un valor de 1 significa que la superficie es un "reflector perfecto" que refleja toda la energía entrante. El albedo se aplica generalmente a la luz visible, aunque puede implicar algunos de la región infrarroja del espectro electromagnético.

A nivel planetario, la determinación del albedo es importante para evaluar la insolación total, además de ser uno de los parámetros más relevantes en la aplicación de modelos de balance radiativo Tierra-Atmósfera. Sólo a través del conocimiento del albedo, es posible encontrar la cantidad de calor obtenido en la superficie por la absorción de radiación incidente. La

investigación del albedo es muy importante principalmente en meteorología, pero la información del espectro del albedo es importante en bioclimatología, biofisiología y otras investigaciones.

El albedo varía con el tipo de cubierta terrestre, la cual presenta una característica espectral y una reflectividad bidireccional propias. El albedo de un suelo varía con el color, la humedad, el contenido de material mineral y orgánico, y el estado de la superficie. Disminuye a medida que aumenta su contenido de humedad, materia orgánica, y rugosidad de la superficie. Los suelos con tonalidades claras poseen un albedo mayor que los oscuros, por tanto, los suelos arenosos poseen un albedo mayor que los arcillosos.

Albedo de nieves

Nieve y hielo, con su alto albedo, es una componente crítica del balance global de energía, ya que la nieve refleja la mayor parte de la radiación solar incidente de vuelta al espacio. La nieve nueva refleja más del 80% del incidente radiación. Sin embargo, a medida que la nieve envejece, su albedo se va reduciendo, lo que lleva al estrato nivoso a absorber de mejor manera la radiación solar, generando derretimientos locales que disminuyen aún más el albedo y aceleran aún más el proceso de derretimiento.

El albedo en la nieve es muy dependiente de las propiedades de la nieve y de las condiciones de iluminación. Se sabe que la nieve reciente puede tener valores de albedo de aproximadamente 0.85-0.9, luego el valor del albedo comienza a descender llegando a un valor mínimo 0.4-0.45.

4.6. Modelos de Albedo Dependientes del Tiempo

Modelo DGA

Este método propuesto por Peña et al 1989, corresponde a una fórmula empírica de albedo de nieves, que fue obtenida en la parte alta cordillera de la zona central como parte de la investigación “Estimación de crecidas de deshielo, análisis de las crecidas de noviembre/diciembre de 1987”. Posteriormente, esta fórmula fue adoptada como parte de diversos modelos de derretimiento de nieves

A continuación se presenta la estimación de albedo para la temporada de derretimiento:

$$\alpha = 0.88 - 0.086 \ln(t)$$

Donde $\ln(t)$ es el logaritmo natural de la edad de la nieve a partir de la última nevazón importante t en días. Se debe tomar el máximo entre un albedo mínimo a estimar que puede ser 0,45 y el de la expresión anterior para α .

Esta fórmula empírica fue obtenida de una base de mediciones diarias de derretimiento efectuadas en el glaciar Echaurren-Norte, ubicado a 3.750 msnm. Durante visitas efectuadas en el transcurso de alrededor de 10 años, con un total de casi 100 días de medición.

Amorocho y Espíldora

Este método fue desarrollado en el departamento de Ciencias del Agua e Ingeniería de la Universidad de California en el año 1966, como parte del estudio llamado “Mathematical Simulation of the Snow Melting Process”. Los datos de albedo están basados en un estudio del Cuerpo de Ingenieros del Ejército de los Estados Unidos (Corps of Engineers, U.S. Army, 1956). Este estudio fue realizado en el Central Sierra Snow Lab, ubicado a 30 kilómetros al noroeste del lago Tahoe, Cordillera de Sierra Nevada, California.

En Chile ha sido incorporado en diversos estudios. En especial, ha sido parte del modelo CICA desarrollado originalmente por CICA Ingenieros Consultores, en un estudio para la Comisión Nacional de Riego.

Esta aproximación diferencia entre albedo de período de derretimiento y no derretimiento.

Para el período de no derretimiento:

$$\alpha = \begin{bmatrix} 0.83 - 0.026 * t & t \leq 4 \\ 0.75 - 0.01 * t & 5 \leq t \leq 10 \\ 0.694 - 0.0044 * t & t \geq 11 \end{bmatrix}$$

Para el período de derretimiento:

$$\alpha = \begin{bmatrix} 0.83 - 0.09 * t & t \leq 1 \\ 0.71 - 0.03 * t & 2 \leq t \leq 5 \\ 0.605 - 0.0125 * t & 6 \leq t \leq 12 \\ 0.5375 - 0.00687 * t & 13 \leq t \leq 31 \\ 0.32 & t \geq 32 \end{bmatrix}$$

Dónde t es la edad de la nieve a partir de la última nevazón importante en días.

Modelo Albedo ECMWF

El European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) es un instituto de investigación, producción y difusión de las predicciones meteorológicas numéricas. Su organización es intergubernamental independiente, siendo actualmente apoyada por 34 Estados.

En el modelo de la ECMWF (<http://www.ecmwf.int/research/ifsdocs/CY28r1>), una grilla de superficie puede estar compuesta de las siguientes maneras: vegetación baja, vegetación alta y suelo desnudo. Según la clasificación se obtendrá un área fraccional de suelo desnudo.

Tanto para el periodo de derretimiento como el de no derretimiento el valor máximo de albedo es de 0.85.

Para el período de no derretimiento:

$$\alpha_{sn}^{t+1} = \alpha_{sn}^t - \tau_a * \frac{\Delta t}{86400}$$

Dónde:

- $\tau_a = \text{tasa lineal de decrecimiento del albedo} = 0.008$
- $\Delta t = \text{tiempo en segundos}$

Para el período de derretimiento:

$$\alpha_{sn}^{t+1} = (\alpha_{sn}^t - \alpha_{min}) * \exp\left(\frac{-0.24\Delta t}{86400}\right) + \alpha_{min}$$

Dónde:

$$\alpha_{min} = \text{valor mínimo de albedo} = 0.5$$

Esta fórmula fue obtenida de una base de mediciones diarias de derretimiento efectuadas en el Col de Porte, Alpes Franceses. El periodo de medición fueron 120 días corridos en el año 1994.

4.7. Modelo de Stowhas

Este modelo es utilizado como base para la simulación de los procesos de acumulación, metamorfosis, ablación y derretimiento de nieves. Confeccionado por Ludwig Stowhas, en la Universidad de California, Davis, en el año 1975.

El funcionamiento de este modelo está basado en un balance de calor y masas que se hace varias veces en el día para ir redefiniendo las condiciones del manto de acuerdo con los valores de la precipitación, temperatura, velocidad del viento, humedad relativa y radiación durante el día.

El modelo usa, principalmente, relaciones teóricas entre los distintos elementos que participan en él. Sin embargo, para algunos procesos recurre a ecuaciones empíricas obtenidas en otros estudios.

El modelo define el manto formado por dos capas: una capa activa y la otra capa pasiva. La capa activa tiene un espesor de 10 (cm) y está constituida por el estrato superior del manto, en el cual

se verifica el intercambio energético. En la capa pasiva formada por el resto del manto, participa directamente solo en el balance de masas. De aquí que el albedo, que es una propiedad de la capa activa, depende de la densidad de ésta y del contenido de agua líquida.

$$a = \frac{.785 - .872 * \rho_n - \rho(.522 - .580\rho_n) - x_w(.713 - 1.313\rho_n) - .58x_w * \rho_n^2}{0.9 - \rho_n}$$

Dónde:

- ρ_n = Densidad de la nieve nueva.
- x_w = Contenido de agua líquida de la capa activa.
- ρ = Densidad media de la capa activa.

Deducción de la expresión de albedo de Stowhas

Asumiendo que la variación del albedo y la densidad de la nieve tienen directa relación con el proceso de envejecimiento y metamorfosis de la nieve, se crearon modelos lineales para la densidad y el albedo en un instante dado:

Densidad:

$$\rho = \rho_N * x_n + \rho_i * x_i \quad (1)$$

Dónde:

- ρ = Densidad media de la capa activa.
- ρ_n = Densidad de la nieve nueva.
- ρ_i = Densidad de los cristales de hielo producidos por el recongelamiento de la nieve derretida.
- x_n, x_i = Fracciones volumétricas de cada uno de los tipos de cristales.

Albedo:

$$\alpha = \alpha_N * (x_n - x_w) + \alpha_i * x_i + \alpha_w * x_w \quad (2)$$

Dónde:

- $\alpha_N, \alpha_i, \alpha_w$ = Albedo de la nieve nueva, hielo y agua, respectivamente.
- x_w = Contenido de agua líquida de la capa activa.

Además por definición:

$$(x_n + x_i) = 1 \quad (3)$$

Juntando estas las ecuaciones (1)-(2)-(3) y resolviendo para α , podemos eliminar x_n y x_i , obteniendo la siguiente expresión:

$$\alpha = \alpha_w * x_w + \alpha_N * \left(1 - x_w - \frac{\rho - \rho_N}{\rho_i - \rho_N}\right) + \alpha_i * \frac{\rho - \rho_N}{\rho_i - \rho_N} \quad (4)$$

La densidad de la capa activa (ρ), el contenido de agua líquida (x_w) y la densidad de la nieve nueva (ρ_N) son simulados en el modelo. Para la densidad del hielo (ρ_i), albedo de hielo (α_i) y albedo del agua (α_w) se utilizaron valores representativos estimados.

Luego la única variable restante para encontrar el albedo de la capa activa es el albedo de la nieve nueva (α_N). Para estimar este valor se aplicaron las siguientes ecuaciones:

$$\rho_N = \rho_M * x_M + \rho_i * x_i \quad (5)$$

Dónde:

- ρ_M = Densidad mínima observada de la nieve nueva.
- x_M = Fracción volumétrica de cristal que produce la menor densidad de la capa.

Además:

$$\alpha_N = \alpha_M * x_M + \alpha_i * x_i \quad (6)$$

Dónde:

- α_M = Máximo albedo de nieve caída observado.
- x_M = Fracción volumétrica de cristal que genera el máximo albedo

Luego asumiendo que la fracción volumétrica de cristal que produce la menor densidad de la capa, también produce el máximo albedo, entonces:

$$x_M = x_{M'}$$

Luego:

$$x_M + x_i = 1 \quad (7)$$

De las ecuaciones (5), (6) y (7) podemos obtener:

$$\alpha_N = \alpha_M - (\alpha_M - \alpha_i) * \frac{\rho_M - \rho_N}{\rho_M - \rho_i} \quad (8)$$

Se eligieron los siguientes valores para los parámetros de las ecuaciones (4) y (8):

- ρ_i = Densidad de los cristales de hielo = 0.9
- ρ_M = Densidad mínima observada de la nieve nueva = 0.0375
- α_i = Albedo de hielo = 0.35
- α_w = Albedo de agua = 0.08
- α_M = Máximo albedo de nieve caída observado = 0.85

Substituyendo estos valores en las ecuaciones (4) y (8) se obtiene la expresión utilizada por el modelo Stowhas para el albedo:

$$a = \frac{.785 - .872 * \rho_n - \rho(.522 - .580\rho_n) - x_w(.713 - 1.313\rho_n) - .58x_w * \rho_n^2}{0.9 - \rho_n}$$

La base conceptual del modelo general se adjunta en Anexo 2. Se usaron como datos de entrada para el modelo los datos de la estación Lagunitas, perteneciente al complejo minero Codelco-Andina, ubicada a 2765 m.s.n.m. Estos datos representan un análisis diario de Temperaturas extremas, Precipitación, Evaporación, Horas de Sol, Velocidad Viento y Humedades Extremas. Esto para los años de análisis, correspondientes a los años 2005, 2008 y 2012. Los datos utilizados por el programa fueron incluidos en Anexo 3.

5. Percepción Remota

La percepción remota se entiende como la adquisición de información, ya sea a pequeña o gran escala, de un objeto o fenómeno a través del uso de dispositivos montados en medios que no estén físicamente en contacto con el elemento en estudio; tales como aeronaves, naves espaciales, satélites, boyas o embarcaciones.

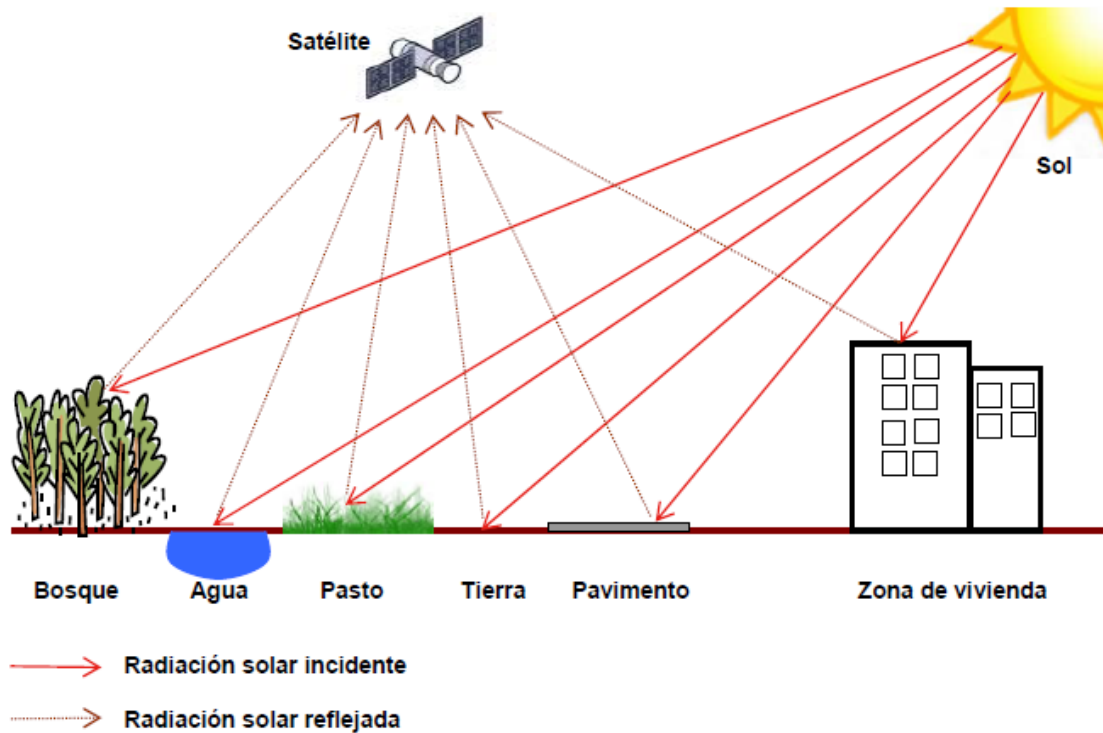


Ilustración 2: Esquema de un sensor remoto pasivo

En la práctica, la percepción remota o teledetección se refiere a la adquisición de información a través de sensores remotos de un objeto o elemento dado en una cierta área de estudio. Observación de las diferentes características físicas de la tierra, plataformas de información meteorológica satelital, boyas de registro del comportamiento oceánico y atmosférico e incluso el monitoreo de un bebé por medio del uso de imágenes de ultrasonido son aplicaciones directas del concepto de percepción remota.

Existen dos tipos de percepción remota: aquella que es pasiva y otra que es activa. La percepción remota pasiva se refiere a que sensores pasivos detectan la radiación natural que es emitida o reflejada por el objeto o área de estudio. La luz solar reflejada es la fuente más común de radiación detectada por estos sensores pasivos. Ejemplos de sensores remotos pasivos incluyen a

la fotografía, sensores infra rojos, dispositivos de cargas eléctricas interconectadas y radiómetros como el usado en este trabajo MODIS. Por otra parte, los sensores de percepción remota activos son aquellos que emiten continuamente energía, a fin de escanear objetos y áreas sobre los cuales un sensor pasivo detectará y cuantificará la radiación que es reflejada, refractada y absorbida. Un radar aeronáutico corresponde a una aplicación directa de un sensor remoto activo: se cuantifica la diferencia de tiempo entre la onda emisora y la que retorna; determinando así la posición, altitud y velocidad de una aeronave.

Finalmente, las diferentes plataformas orbitales recolectan y transmiten datos desde diferentes sectores del espectro electromagnético con periodicidades que van desde el nivel diario hasta el nivel anual, los cuales en conjunto con información de terreno, proveen a los investigadores suficiente información para monitorear tendencias naturales a nivel regional de corta o larga duración (por ejemplo, efectos del Fenómeno del Niño). Otros usos de la percepción remota incluyen diferentes áreas de ciencias de la tierra tales como la gestión de recursos naturales, uso y conservación del tipo de suelo, e incluso monitoreo de fronteras.

5.1. Percepción remota del manto nival

Puesto que las propiedades físicas de la nieve son tan diferentes comparadas con otras superficies que se originan de manera natural, se ha abierto la posibilidad de explorar ampliamente las diferentes partes del espectro electromagnético, con el objetivo de realizar estudios más acabados del recurso nival.

Las mediciones de la cobertura de nieve son tediosas y dificultosas. Los métodos convencionales tienen limitaciones en el monitoreo del área cubierta de nieve en zonas de gran altitud como por ejemplo, en cuencas glaciares, debido a lo accidentado del terreno y a las severas condiciones climáticas. En esta perspectiva, las imágenes satelitales unidas al análisis de percepción remota constituyen una poderosa herramienta para determinar el área cubierta de nieve a intervalos regulares de tiempo.

Los métodos de percepción remota son necesarios para proveer información sobre la variabilidad espacial y temporal de las propiedades de la nieve con los que se pueden evaluar y validar los

modelos de clima e hidrología. En la parte visible del espectro, la nieve es más brillante que otras clases de cubierta, es por esto que el mapeo de la nieve es simple cuando la iluminación es suficiente y la cubierta de nubes es nula. En el infrarrojo cercano e infrarrojo de onda corta se puede estimar el tamaño del grano de nieve y discriminar entre nubes y nieve.

5.2. Imágenes Satelitales MODIS

MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer) corresponde a un espectro radiómetro montado a bordo de los satélites Terra (EOS AM) y Aqua (EOS PM), los que fueron lanzados al espacio por la NASA (National Aeronautics and Space Administration) en 1999 y 2002 respectivamente. Estos instrumentos están diseñados para proporcionar mediciones globales a larga escala de transformaciones dinámicas terrestres, incluyendo pero no limitado al comportamiento de nubes, cobertura nival, procesos de intercambio de energía en los océanos, etc.

La órbita de ambas plataformas es helio-sincrónica y cuasi-polar con una inclinación de 98.2° y 98° y una altitud media de 708 y 705 km respectivamente (NASA MODIS WEB, 2008). Terra está programada para pasar de norte a sur cruzando el ecuador a las 10:30 de la mañana en su órbita descendente, mientras que Aqua pasa de sur a norte sobre el ecuador a las 1:30 de la tarde, un esquema del cubrimiento MODIS se presenta en la siguiente ilustración. Las primeras imágenes captadas por Terra se obtuvieron en Febrero del año 2000. Ambas plataformas monitorean la totalidad de la superficie terrestre cada 1 o 2 días dependiendo de la latitud.



*Ilustración 3: Sistema de escaneo del sensor Modis.
Fuente: [Http://sos.noaa.gov/images/atmosphere/aqua_swath.jpg](http://sos.noaa.gov/images/atmosphere/aqua_swath.jpg)*

El sensor MODIS es un explorador de barrido: un espejo móvil que oscila perpendicularmente a la dirección de la trayectoria con un ángulo de $\pm 55^\circ$ permite explorar una franja de terreno (swath) a ambos lados de la traza del satélite, cuyo ancho es de 2,330 km, obteniendo la información a partir de 36 bandas espectrales con longitudes de onda que van desde $0,4 \mu\text{m}$ a $14,4 \mu\text{m}$, además también poseen una variada resolución espacial que incluye 2 bandas a 250 m, 5 bandas a 500 m y 29 bandas a 1 km. En la siguiente tabla se describen cada una de las 36 bandas espectrales.

Banda	Longitud de onda [nm]	Resolución espacial [m]	Principales usos
1	620-670	250	Diferenciación entre suelo, nubes y otros elementos atmosféricos
2	841-876	250	
3	459-479	500	Propiedades del suelo, nubes y otros elementos atmosféricos
4	545-565	500	
5	1230-1250	500	
6	1628-1652	500	
7	2105-2155	500	
8	405-420	1000	Color del océano, distribución del fitoplancton y estudios biogeoquímicos
9	438-448	1000	
10	483-493	1000	
11	526-536	1000	
12	546-556	1000	
13	662-672	1000	
14	673-683	1000	
15	743-753	1000	
16	862-877	1000	Cuantificación vapor de agua en la atmósfera
17	890-920	1000	
18	931-941	1000	
19	915-965	1000	Determinación temperatura de nubes y superficie terrestre
20	3660-3840	1000	
21	3929-3989	1000	
22	3929-3989	1000	
23	4020-4080	1000	Temperatura atmosférica
24	4433-4498	1000	
25	4482-4549	1000	Cantidad de vapor de agua en nubes del tipo cirros
26	1360-1390	1000	
27	6535-6895	1000	
28	7175-7475	1000	Propiedades de nubes
29	8400-8700	1000	Cuantificación ozono
30	9580-9880	1000	Determinación temperatura de nubes y superficie terrestre
31	10780-11280	1000	
32	11770-12270	1000	Determinación altitud techo de nubes
33	13185-13485	1000	
34	13485-13785	1000	
35	13785-14085	1000	
36	14085-14385	1000	

Tabla 4: Rango espectral MODIS, bandas 1-36.

Con base en los datos del sensor se elabora una gran variedad de productos enfocados al estudio de los océanos (MODIS ocean), la atmósfera (MODIS Atmosphere), la criósfera y las cubiertas terrestres (MODIS land). En este trabajo, se utilizan los productos relacionados con la caracterización de la cobertura terrestre, estos productos pueden dividirse en tres grandes grupos (Morisete et al., 2002):

- Variables relacionadas con el balance de energía: estas incluyen la reflectancia de la superficie (MOD09), la cobertura de nieve (MOD10), la temperatura y la emisividad de la superficie terrestre (MOD11), el albedo y la función de la distribución de la reflectancia bidireccional (MOD43).
- Variables biofísicas relacionadas con la vegetación: que comprenden los índices de vegetación (MOD13), el índice de área foliar o LAI por sus siglas en inglés y la fracción de radiación activa fotosintética FPAR (MOD15) y la producción primaria (MOD17).
- Características de la cobertura terrestre: coberturas del suelo (MOD12), puntos de calor e incendios (MOD14), conversión de la cobertura vegetal y fracción de vegetación (MOD44) y finalmente áreas quemadas (MOD45).

5.3. MOD10A1

Las imágenes satelitales MODIS utilizadas en este estudio corresponden MODIS/Aqua Snow Cover Daily L3 Global 500m Grid (MOD10A1). Este producto contiene datos sobre cobertura de nieve, albedo de nieve, cobertura nival fraccional (FSCA) y los datos de Evaluación de la Calidad de la medición de existencia de la nieve (QA). Los archivos vienen comprimidos en formato HDF-EOS junto con los correspondientes metadatos. MOD10A1 guarda los datos en los denominados “tiles”, que corresponden a parcelas cuadradas de 1.200 kilómetros por 1.200 kilómetros con datos de 500 m de resolución en un mapa de proyección sinusoidal.

De las bandas disponibles en la imagen MOD10A1 solo se utilizaron aquellas relacionadas con la cobertura nival (banda 1) y el albedo de la nieve (banda 3).

Cobertura de nival Fraccional

El mapa de cobertura fraccional nieve es el resultado de la selección de la observación más favorable de todas las observaciones del nivel franja asignada a una celda de la cuadrícula para el día utilizando un algoritmo de puntuación. Entregando valores en el rango 0-100%, los píxeles que no son etiquetados dentro de ese rango son etiquetados como agua de nieve, nube u otra condición.

Albedo de nieve

El resultado del algoritmo de nieve albedo se almacena como un mapa de albedo nieve para cada tile. El albedo es calculado sólo para áreas identificadas como libre de nubes por la máscara de nubes y por el algoritmo de nieve, entregando un valor de albedo dentro del rango 0-100%, las característica de no nieve también se asignan utilizando diferentes valores de datos.

Banda 1: Cobertura Nival		Banda 3: Albedo	
Valor	Descripción	Valor	Descripción
0-100	Porcentaje de cobertura	0-100	Albedo
200	Sin información	101	Sin decisión
201	Sin decisión	111	Noche
211	Noche	125	Tierra
225	Tierra	137	Cuerpo de agua interior
237	Cuerpo de agua interior	139	Océano
239	Océano	150	Nube
250	Nube	250	Sin información
254	Detector saturado	251	Auto sombreado
255	Valor relleno	252	Desajuste espectral
		253	Error de función BRDF
		254	Error de máscara

Tabla 5: Información entregada por bandas 1 y 3 de imagen MOD10A1.

En ciertas ocasiones estos productos contienen pixeles sin información, esto puede ser debido a distintas causas, siendo la más frecuente la presencia de nubes. En el caso del albedo nival, en que los resultados MODIS que arrojan inferiores bajo el límite del albedo nival en condiciones de nieve madura igual a 0.4 (O'Neill y Gray, 1996; Pellicciotti et al.,2005), se obvió el valor entregado por el sensor MODIS, imponiendo un valor mínimo igual a 0.4 para este parámetro del manto nival.

5.4. Validación imágenes satelitales MODIS

El correcto empleo y estudio de cualquier imagen satelital debiese incluir una respectiva validación para así asegurar su confiable uso posterior. La validación corresponde al proceso o estudio que se realiza de manera de verificar la información recolectada por la imagen satelital mediante la comparación con información observada en terreno. Tal validación puede ser realizada, ya sea mediante una inspección visual, o por medio de espectrómetros portátiles que sean capaces de registrar el espectro electromagnético de los distintos elementos en terreno, para luego compararlos con los espectros que se observan en la imagen satelital.

En estricto rigor se debería validar cada uno de los píxeles de la imagen, en la práctica esto se hace imposible debido a la cantidad de imágenes y píxeles que se deberían tratar. Es por esto que se acepta que sólo algunos puntos representativos sean muestreados y comparados con la imagen satelital. A nivel global la mayoría de las imágenes satelitales han sido validadas por investigadores de renombre.

Trabajos Nacionales de Validación

En el ámbito nacional no se han realizado trabajos de validación hasta el momento. Pero si podemos recoger parte de las experiencias que otras investigaciones han arrojado como conclusiones de sus trabajos, de manera de no incurrir en los mismos errores. Este es el caso de la memoria de N. Martínez desarrollada el año 2010 en la Universidad de Chile, donde se observó el error en que incurre el satélite al estimar el porcentaje de cobertura de nieve y por ende el albedo.



Ilustración 4: Cobertura nival cuenca esteros ojos de agua 24/06/2009.

Fuente: Memoria N. Martínez 2010. U. de Chile

La imagen satelital presenta dificultades al querer distinguir, en un mismo píxel, elementos con nieve de aquellos de no nieve. La ilustración anterior muestra la estructura de distribución una ladera típica de montaña. En ella se observa que es difícil dirimir si un píxel puede ser considerado tierra o nieve. Según la imagen satelital el píxel relacionado con la imagen presenta un albedo del 42% y una cobertura nival del 25%. Un albedo del 42% es un valor poco característico para la nieve y una cobertura del 25%, ambos se encuentran claramente disminuidos con respecto a lo que se aprecia en el terreno.

El principal problema al medir capas de nieve delgadas es que la radiación alcanza el suelo que tiene una reflectividad bastante más baja, por lo que el albedo entregado es menor ya que es una mezcla entre el albedo de la nieve y el del suelo. Este efecto fue analizado por trabajos internacionales de investigación que se presentan a continuación.

Trabajos internacionales de Validación

Detección de nieves

El trabajo “Accuracy assessment of the MODIS snow products”, realizado por Dorothy K. Hall y George A. Riggs, publicado por la revista “Hydrological Processes vol. 21” en el año 2007. Se demostró que la precisión absoluta global MOD10A1 es de aproximadamente un 93%, variando según el tipo de cobertura de suelo y las condiciones de la nieve. Los errores más frecuentes se deben a problemas de espesor de nieve y discriminación de nubes, sin embargo, las mejoras en la máscara de nubes MODIS, uno de los productos de entrada, se han producido en el

reprocesamiento llamado Colección 5, que fue utilizada en este trabajo de tesis. Por lo que una precisión absoluta incluso mayor a 93% es esperable.

En este estudio los datos obtenidos del satélite fueron comparados con 15 estaciones “Snowpack Telemetry” (SNOTEL), que consiste en un sistema automatizado para recoger los datos relacionados a la capa de nieve, esto en el oeste de Estados Unidos. Los datos in-situ fueron obtenidos en un estudio realizado por Klein y Barnett (2003) , en el que se utiliza National Operational Hydrological Remote Sensing Center (NOHRSC), mapas de nieve MODIS y mediciones SNOTEL en la cuenca alta del Río Grande de la nieve para la temporada 2000-2001.

La siguiente imagen presenta la concordancia entre las detecciones de nieve realizadas por MODIS y observaciones SNOTEL en función del espesor de nieve. Las comparaciones se ilustran para todos los días libres de nubes en 15 sitios SNOTEL para el período del 1 de octubre de 2000, al 9 de junio de 2001 (De Klein y Barnett, 2003). En el eje horizontal se presenta el porcentaje de concordancia y en el eje vertical se presenta el espesor de la capa de nieve en centímetros.

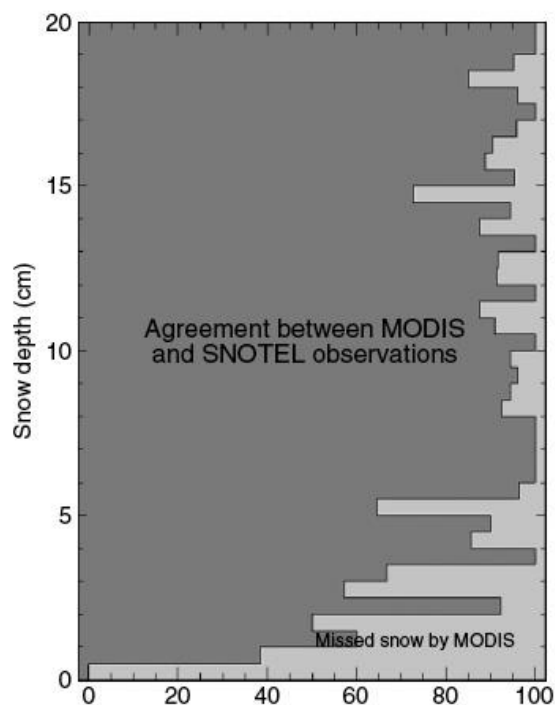


Ilustración 5: Concordancia entre las detecciones de nieve realizadas por MODIS y SNOTEL

Fuente: George A. Riggs et al. 2007

En la imagen anterior se observa que la detección de nieve muy fina (<5 cm de espesor) suele ser bastante discordante.

Por su parte el trabajo “Validation of MODIS snow cover images over Austria” realizado por J. Parajka y G. Blöschl en el año 2006, se concluye que la precisión del producto MODIS snow cover en días sin nubes es muy buena. Obteniendo en promedio una precisión del 95%, lo que es consistente con los errores mensuales del 5-9% obtenidos en Norte América y 5-10% en Eurasia (Hall et al., 2001).

Albedo de nieves

Este producto fue desarrollado por Klein y Stroeve en el año 2002, produce un albedo diario determinado a partir de la cobertura de nieve MOD10A1, la máscara de nubes MODIS, MOD35 y la corrección atmosférica (Vermote et al., 2002). Luego de otras correcciones, los datos son convertidos a albedo de banda ancha mediante el método de Liang (2000). En el año 2005, este último método fue modificado incluyendo una importante mejora en el algoritmo de obtención de Albedos de Nieve (Liang et al. 2005) llamado “Direct Estimation Algorithm” (DEA).

Se han realizado trabajos de validación para la capa albedo de nieves en Groenlandia y el este de Turquía.

En el estudio realizado en Groenlandia por Stroeve et al. (2006), “Evaluation of the MODIS (MOD10A1) daily snow albedo product over the Greenland ice sheet”, los datos de albedo obtenidos con el satélite fueron correlacionados con los datos de 5 estaciones meteorológicas automáticas AWS (automatic weather stations) pertenecientes al sistema Greenland Climate Network (GC-Net). Los resultados obtenidos muestran que al estimar el albedo de nieves, MODIS incurre en un error cuadrático medio de 0.052 con un factor de correlación de 0.88.

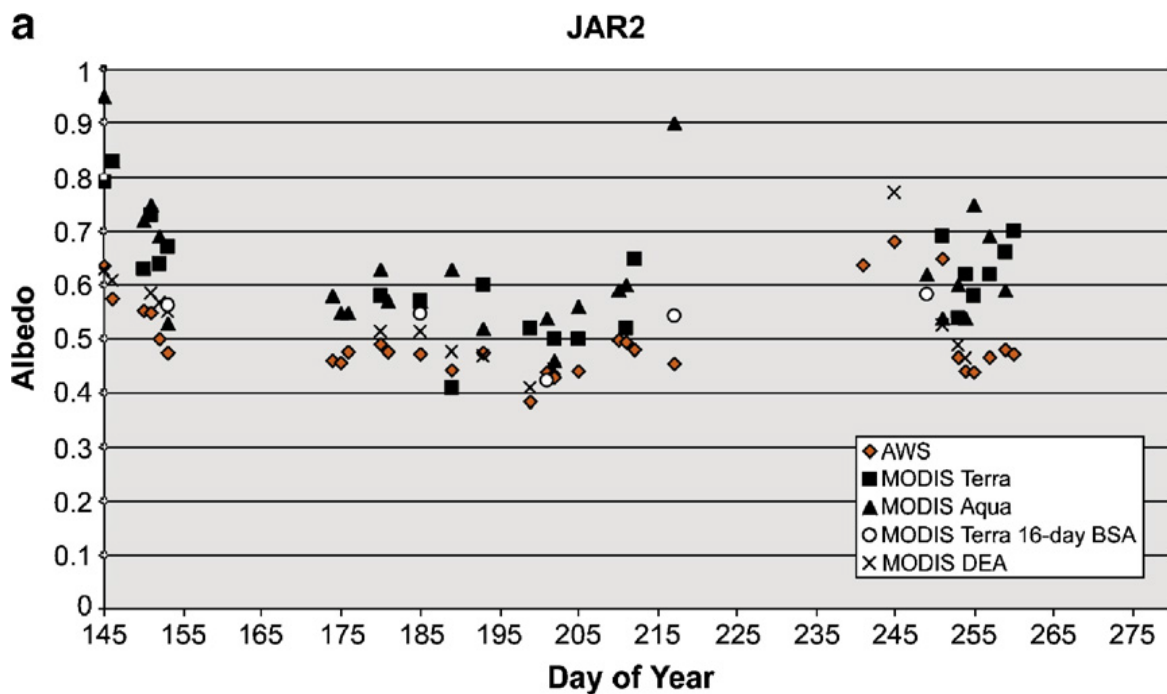


*Ilustración 6: Albedo de Nieve en la Estación JAR2, zona de ablación.
Desde el 24 de Mayo (día 144) hasta el 21 de Septiembre (día 265) del 2004.*

E. Tekeli et al. (2006) por su parte, a partir del estudio realizado en la cuenca del Karasu (este de Turquía), “Commentary on comparison of MODIS snow cover and albedo products with ground observations over the mountainous terrain of Turkey”, concluye que MODIS sobreestima el albedo de nieve en un 10% en promedio, mejorándose la correlación a medida que se incrementa la altura.

Las razones de esta mejora pueden ser debido a que a grandes altitudes la temperatura del aire desciende, por lo que no se genera derretimiento localizado en el estrato nivoso, y con esto, una disminución del albedo. Además que a grandes alturas el estrato tiende a ser más continuo y homogéneo.

6. DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

6.1. Caracterización de la Zona de Estudio

La zona de estudio corresponde a la parte alta de la cuenca del río Aconcagua ubicada en la V región de Valparaíso en la zona central de Chile, 40 kilómetros al sureste de la ciudad de Los Andes. Específicamente las mediciones fueron hechas en el Glaciar Olivares Betha y Juncal Sur, ambos ubicados a menos de 10 kilómetros de la estación nivométrica Lagunitas, perteneciente al complejo minero Codelco-Andina.



Ilustración 7: Zona de estudio

La altitud en las zonas de mediciones es de 4500 metros en el glaciar Olivares Betha y 4100 metros en el Juncal Sur. Ambos se caracterizan por poseer nieve en estado sólido durante todo el año, lo cual beneficia las mediciones.

6.2. Clima de la Zona

El valle del Aconcagua presenta dos climas predominantes, uno frío de altura, en el área de la cordillera de los andes, y uno templado mediterráneo con estación seca prolongada. El primero de ellos se desarrolla por sobre los 3000 m.s.n.m, razón por la cual resulta relevante para el presente análisis, ya que ambos Glaciares estarán sobre esta altura.

Este se caracteriza por sus bajas temperaturas y precipitación primordialmente sólida, lo que favorece la acumulación de nieve y campos de hielo permanentes en cumbres.

En invierno las temperaturas promedios bordean los -2°C , llegando a extremas de -15°C por las noches. La nieve acumulada en épocas frías sobrepasa los 4 m de altura, la que se caracteriza por tener una distribución irregular debido a las características geográficas de altas montañas y cajones cordilleranos (Dirección Meteorológica de Chile, 2005).

6.3. Información Disponible

Información Meteorológica

Se dispone de los datos de la estación Lagunitas, perteneciente al complejo minero Codelco-Andina. Dentro de los datos se dispone de un análisis cronológico de la nieve caída, equivalente en agua, densidad, espesor de nieve, lluvia caída y precipitación total. Esto para los años de análisis, correspondientes a los años 2005, 2008 y 2012.

Además para el modelo de simulación Stowhas, se utilizaron datos diarios Temperaturas extremas, Precipitación, Evaporación, Horas de Sol, Velocidad Viento y Humedades Extremas. Estos datos también fueron obtenidos desde esta estación.

Información satelital

Se dispone de datos de albedo de nieves para los años de análisis, en la temporada de deshielo. Para los tres años se recogieron los datos de albedo entregados por el sensor MODIS, a partir de mediados de Septiembre (fecha en que la frecuencia de cielo nublado baja) hasta mediados de Enero (fecha en la que se derrite toda la nieve sobre el glaciar, quedando solo hielo eterno). Además para la obtención de datos de Cobertura de Nubes y Fracción de cobertura Nival sobre la cuenca del Aconcagua se hizo uso del trabajo realizado por Rene Garreaud, académico de la Universidad de Chile.

6.4. Justificación zona Análisis

Una de las principales razones de la elección de la zona de análisis, es que en los glaciares elegidos existe nieve constantemente durante la mayor parte del año.

En la zona de la estación Lagunitas, la nieve comienza su derretimiento definitivo a mediados de Septiembre, que es justamente cuando se empieza a tener cielos despejados por períodos de tiempo más largos. Luego, al hacer análisis de albedo, en esta fecha en la zona de la estación se obtienen resultados erróneos, ya que el satélite estará incurriendo en el error de medir un albedo de nieve para una superficie que realmente está compuesta por nieve, tierra, rocas, etc. Este último error, es suplido si realizamos las mediciones del satélite sobre una superficie de glaciar eterno, dado que se reduce en gran manera la posibilidad de encontrar rocas o tierra y la nieve suele encontrarse homogéneamente distribuida por toda el área del glaciar.

Otro factor beneficioso es que la superficie de ambos glaciares es relativamente plana si consideramos que nos encontramos en un paisaje de montaña, con una pendiente promedio, en la zona de análisis, de 7% en el Glaciar Olivares Betha y 8.2% en el caso del Juncal Sur.

En ambos glaciares, en el mes de Enero, al desaparecer la nieve aparece el hielo, que tiene un albedo inferior pero similar al de una nieve de larga edad, por lo que los resultados son menos alterados por la superficie que contiene la nieve si se compara con la nieve ubicada sobre estratos de tierra. Esto es de importancia si consideramos que el satélite presenta dificultades para medir capas de nieve delgadas.

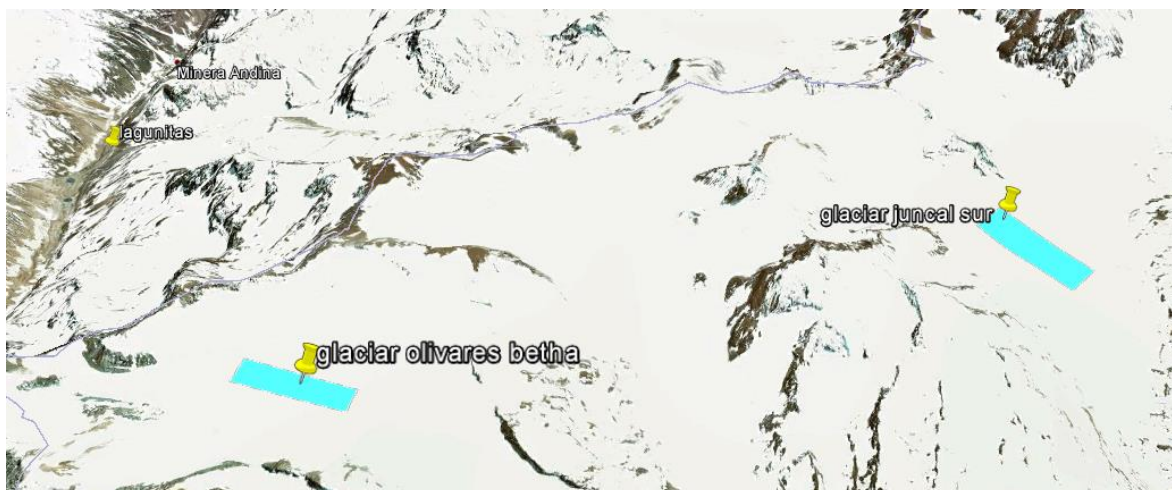


Ilustración 8: Glaciares en Abril de 2007



Ilustración 9: Glaciares en Enero de 2010

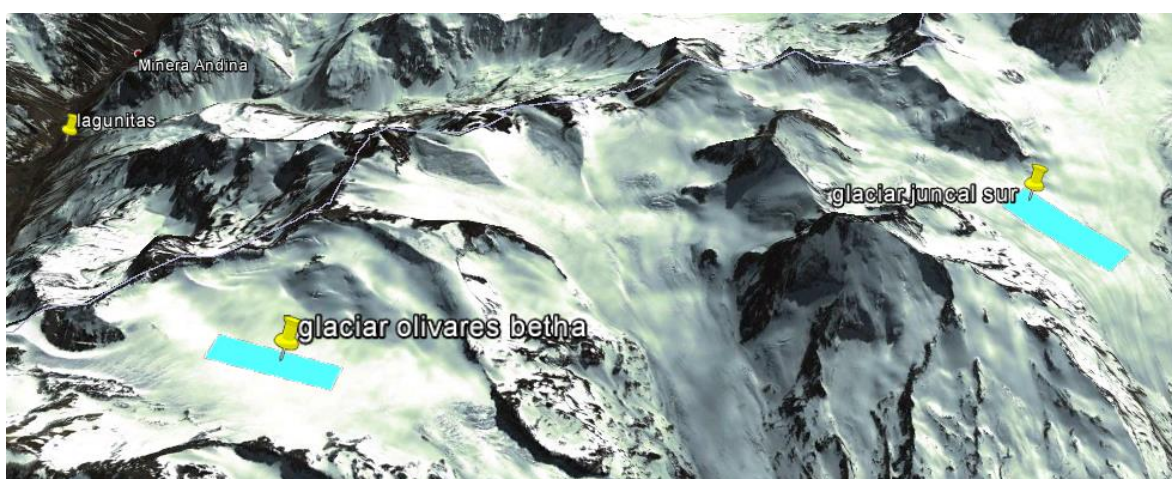


Ilustración 10: Glaciares en Septiembre de 2011

También es importante la cercanía de los glaciares a la estación nivométrica de Lagunitas, ya que es posible correlacionar días de nevazón en la estación con los días en los que cae nieve en los glaciares. Además estos días, salvo escasas excepciones, coinciden con días que el satélite detecta presencia de nubes en la zona de análisis.

6.5. Elección de los años de análisis

Se eligieron 3 años para llevar a cabo el análisis, en los que registraron en total 9 tormentas para ambos lugares de análisis, lo cual da la posibilidad de probar 18 veces el funcionamiento de las aproximaciones de albedo de nieve descritas anteriormente.

Dentro del periodo en que el sensor está en funcionamiento, se eligió el año en que más nevó, en que menos nevó y el año en que se registra el período más extenso de medición sin nubes. Estos años son el 2005, 2012 y 2008 respectivamente.

7. Obtención de datos desde satélite

7.1. Método de Obtención

Para los tres años se recogieron los datos de albedo entregados por el sensor MODIS, a partir de mediados de Septiembre (fecha en que la frecuencia de cielo nublado baja) hasta mediados de Enero (fecha en la que se derrite toda la nieve sobre el glaciar, quedando solo hielo eterno). Los archivos vienen comprimidos en formato HDF-EOS junto con los correspondientes metadatos. MOD10A1 guarda los datos en los denominados “tiles”, que corresponden a parcelas cuadradas de 1.200 kilómetros por 1.200 kilómetros con datos de 500 m de resolución en un mapa de proyección sinusoidal.

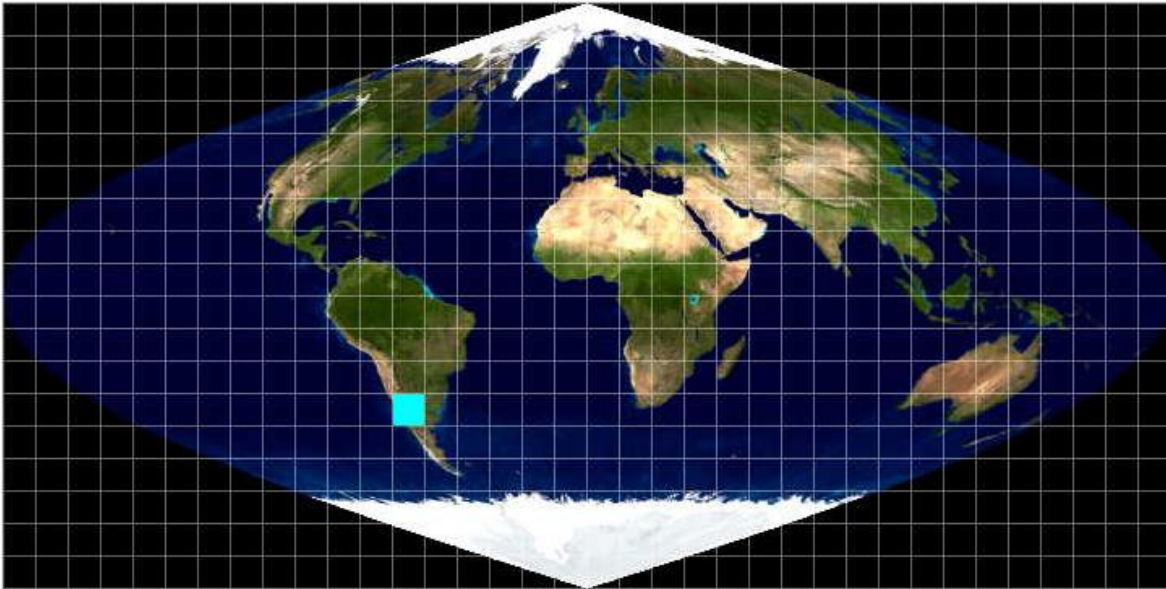


Ilustración 8: Proyección Sinusoidal en tiles

En la imagen se ve el tile correspondiente a la zona de estudio, este es el tile 12x12. Esta información está disponible en la página <http://reverb.echo.nasa.gov/>. El tamaño de cada tile, nos obliga a extraer información de un territorio muchísimo más extenso que el necesario para caracterizar la zona de estudio. Si a esto le sumamos el formato en que vienen los archivos (HDF), su proyección sinusoidal y la necesidad de extraer solamente una de las cuatro bandas de información contenidas en el archivo (la de albedo), es obvio que se hace necesario un post-procesamiento de estos archivos de manera de obtener la información solamente de la zona de

estudio, que sea posible de ver en cualquier software del tipo GIS (Sistemas de Información Geográficos) y en una correcta proyección (UTM).

7.2. Post procesamiento de Imágenes

Modis Reprojection Tool

Este programa es distribuido por el Land Processes Distributed Active Archive Center (LP DAAC) perteneciente a la NASA. Dentro de otras alternativas, ofrece la posibilidad de transformar la proyección del archivo HDF, de manera que este quede geo referenciado a la zona del proyecto en coordenadas UTM zona 19 sur. De las bandas disponibles en la imagen MOD10A1 solo se utilizaron aquellas relacionadas con la cobertura nival (banda 1) y el albedo de la nieve (banda 3), para esto se utilizó también este programa. Generando desde un archivo HDF, dos archivos que se encuentran geo referenciados y cada uno tiene la información de una de las bandas.

ARCGIS 10.1

Programa Geográfico ampliamente conocido. Fue utilizado para la visualización de los archivos una vez que estos fueran transformados mediante Modis Reprojection tool. Para cada uno de los glaciares se extrajo la información de 3 de sus pixeles, es decir, un rectángulo de 1500x500[m]. Esta información fue traspasada manualmente a Excel para su posterior análisis. A continuación se muestra una imagen de la visualización de un tile completo para la banda albedo de nieve, se incluyeron en la imagen puntos representando distintos lugares de referencia. Representa la información del pixel a escala de grises los valores entre de albedo 0 y 100, mientras más claro mayor es el albedo, terminando en el blanco para los valores mayores a 100, dentro de este grupo caben los pixeles identificados como:

- | | | | |
|-------|-------------------------|-------|-----------------------|
| – 101 | Sin decisión | – 250 | Sin información |
| – 111 | Noche | – 251 | Auto sombreado |
| – 125 | Tierra | – 252 | Desajuste espectral |
| – 137 | Cuerpo de agua interior | – 253 | Error de función BRDF |
| – 139 | Océano | – 254 | Error de máscara |
| – 150 | Nube | | |

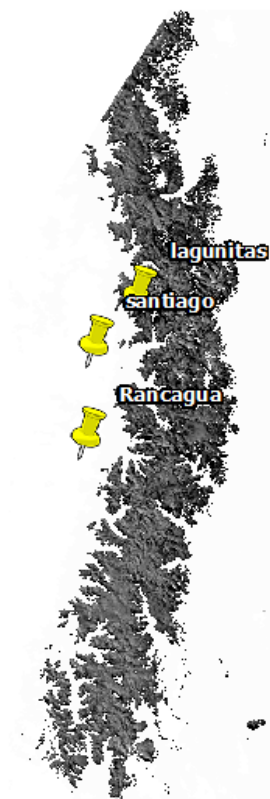


Ilustración 9: Visualización Tile en Arcgis

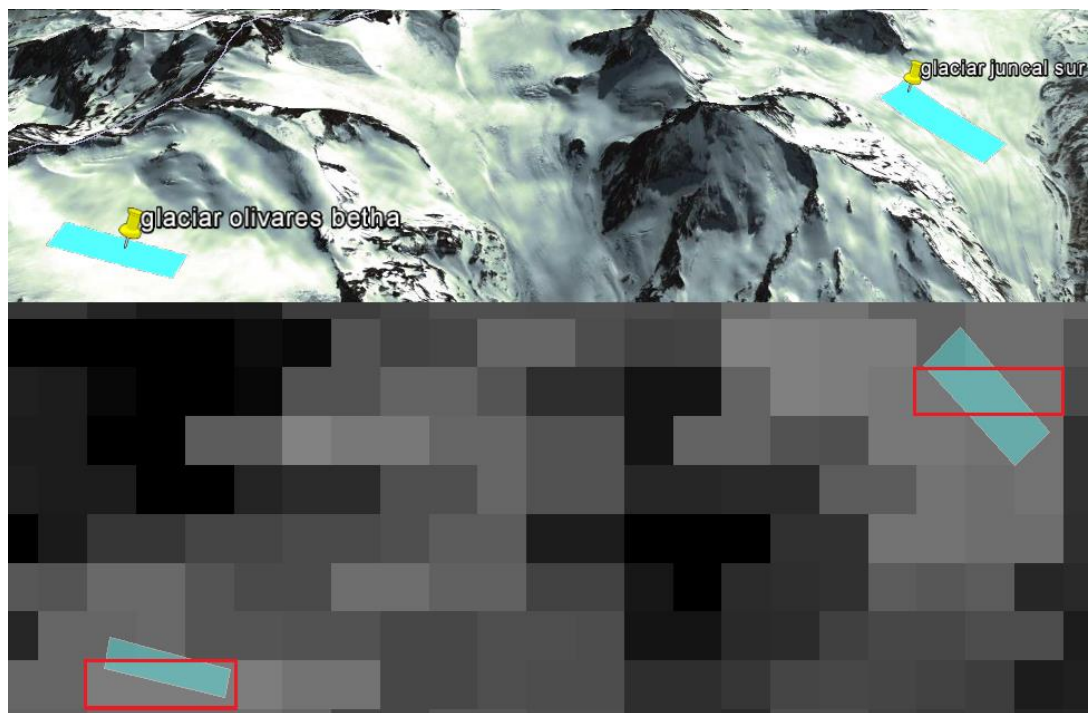


Ilustración 10: Visualización en Google Earth y abajo en Arcgis.

La Ilustración 10 muestra la visualización de los glaciares en Google Earth y en Arcgis para la banda albedo de nieves. La fecha en ambas visualizaciones es de un mismo día, correspondiente al 14 de Septiembre de 2012. Se aprecia también un rectángulo rojo con los pixeles escogidos para extraer los datos de albedo utilizados en el estudio.

7.3. Cobertura de Nubes y Fracción de cobertura Nival sobre la cuenca del Aconcagua

Para la tener una idea de la cobertura de nubes sobre el sector se hizo uso del trabajo realizado por Rene Garreaud, de la Universidad de Chile. Quien usando los datos entregados por el sensor MODIS, más un post-proceso de los datos, obtiene la fracción de cobertura nival y fracción nubosa en la cuenca del Aconcagua para todos los días que el satélite lleva en funcionamiento.

Esto es importante dado que ayuda a seleccionar los años en que se pueden obtener mejores mediciones si tenemos en cuenta que la principal dificultad del satélite para medir datos de albedo es la presencia de nubes.

A continuación se presentan los resultados de cobertura nival y fracción nubosa sobre la parte alta de la cuenca del Aconcagua para los 3 años elegidos. Los días sin medición por efecto de las nubes, aparecen con un valor cero en la gráfica de porcentaje de nieve en la cuenca:

Coberturas Nivales:

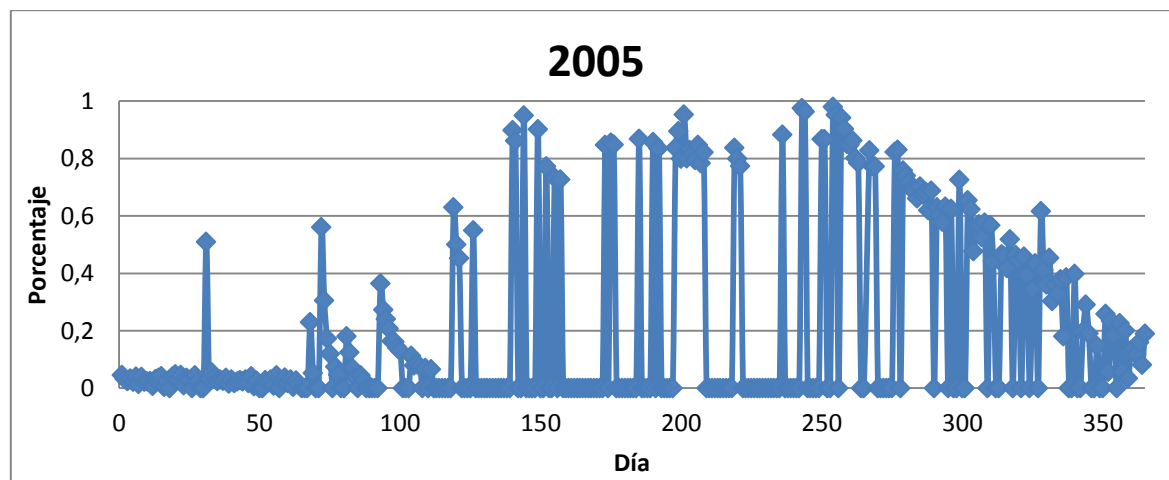


Ilustración 11: Cobertura Nival Año 2005

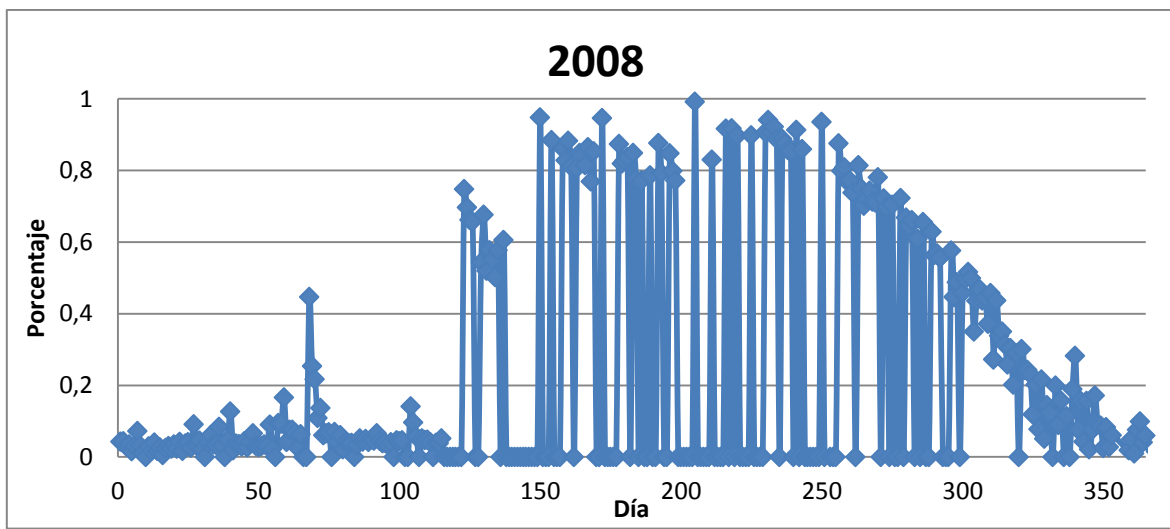


Ilustración 12: Cobertura Nival Año 2008

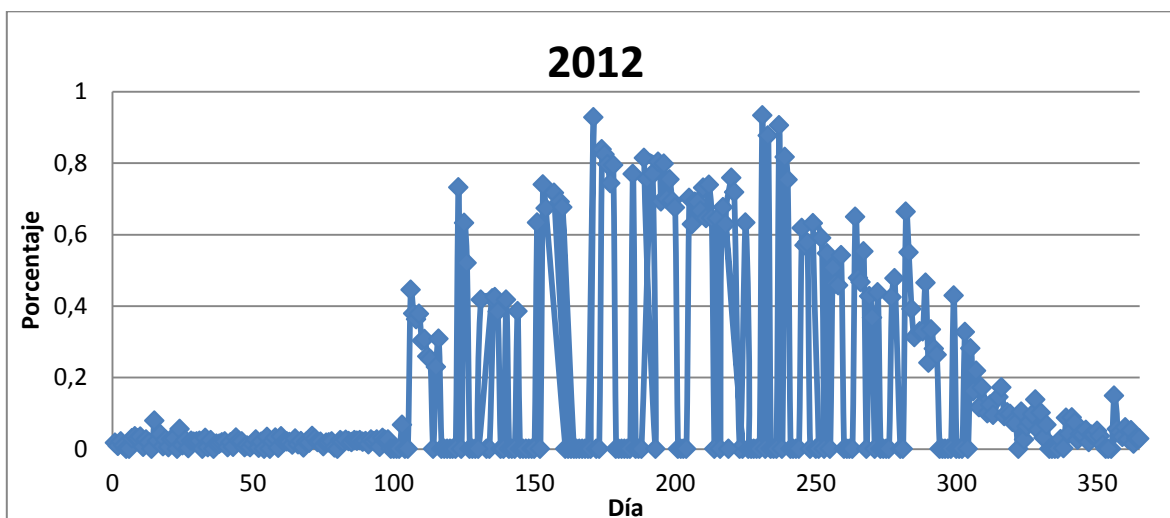


Ilustración 13: Cobertura Nival Año 2012

Como podemos ver en las imágenes el año en que más nevó y en que menos nevó son el 2005 y 2012 respectivamente. Esto se corrobora con la información de la estación nivométrica Lagunitas entre los años 2000 y 2015

Porcentaje de Nubes:

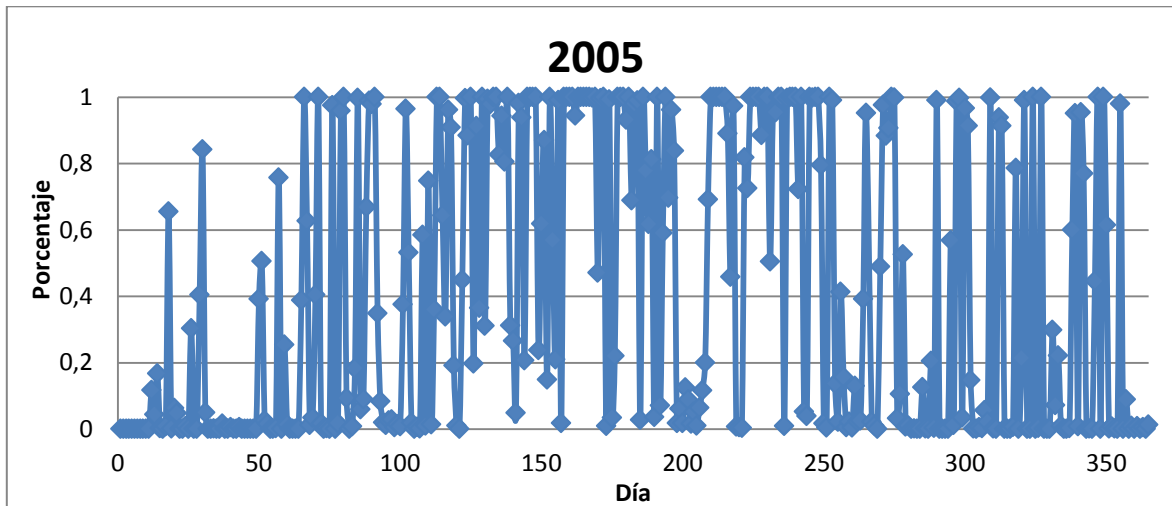


Ilustración 14: Porcentaje de Nubes año 2005

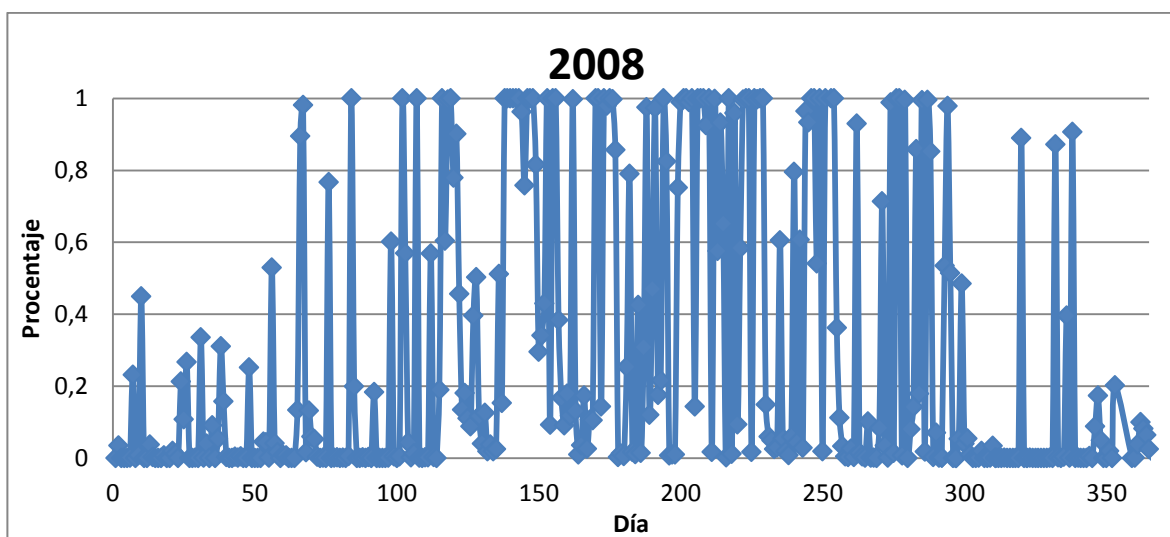


Ilustración 15: Porcentaje de Nubes año 2008

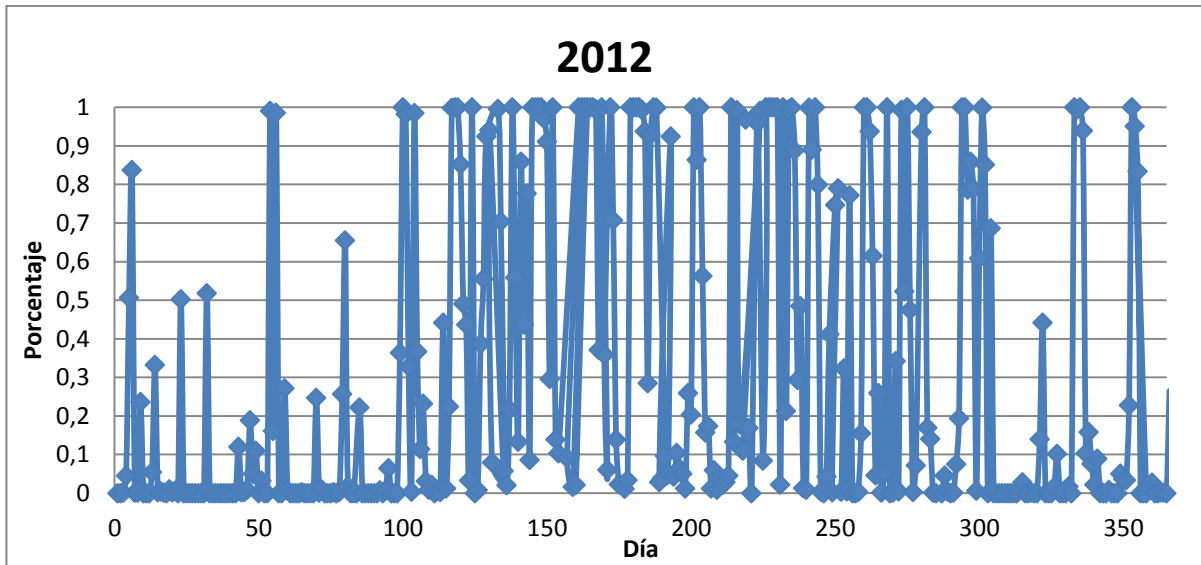


Ilustración 16: Porcentaje de Nubes año 2012

Se verifica que el año en que más nevó es a la vez el año con mayor porcentaje de nubes. El año 2008 luego del día 300 aproximadamente posee un muy bajo porcentaje de días nublados, lo que genera una muy buena ventana de tiempo para analizar el decaimiento del albedo luego de la última nevada.

8. Resultados

Los datos de albedo de cada uno de los pixeles fue traspasado manualmente a Excel, el valor adoptado de albedo diario fue el promedio de los 3 (rectángulo de 1500x500 [m]). En caso de que existiese nubosidad, o alguna anomalía de las antes mencionadas (valores mayores a 100) en alguno de los pixeles, se utilizaron solo los valores que no tuvieran problemas. Además, dado que el rango de albedo para la nieve ha sido estudiado ampliamente, solo se usaron datos de albedo comprendidos entre 0.4 y 0.95, que es el rango que es aceptado para el albedo de nieves.

Utilizando los datos de la estación nivométrica Lagunitas se identifican los días en que nevó en la zona, que coinciden con días nublados en la medición del satélite. Se distinguen para cada año por lo general 3 o 4 tormentas importantes (mayores a 4[mm]), este cambio se ve reflejado en un cambio abrupto en el valor del albedo precedido de días sin medición (nublados). Para cada una de estas tormentas se realizó un análisis estadístico comparando los datos de albedo entregados por el satélite con los valores entregados por los modelos de albedo descritos anteriormente.

8.1. Modelos dependientes del Tiempo

Gráficas Anuales

Se muestran los resultados de albedo, en cada una de las gráficas las distintas tormentas están claramente definidas. Para todas las gráficas la leyenda es la siguiente:



Ilustración 17: Leyenda de las gráficas

Esta leyenda no se muestra en las gráficas solo por fines de espacio y una mejor visualización de los datos.

Para cada una de las tormentas se obtuvo el error cuadrático medio y el error porcentual de los promedios. El error cuadrático medio se determinó en Excel mediante la siguiente expresión:

$$ECM = \frac{(X_s - X_m)^2}{n}$$

Dónde:

- X_s = Promedio de los datos del satélite en el periodo considerado
- X_m = Promedio de los datos del modelo de albedo en el periodo considerado
- n = número de datos

El error porcentual se obtiene de la siguiente manera:

$$E\% = \left| \frac{\bar{X}_s - \bar{X}_m}{\bar{X}_s} \right| * 100$$

Dónde:

- $\bar{X}_s$ = Promedio de los datos del satélite en el periodo considerado
- $\bar{X}_m$ = Promedio de los datos del modelo de albedo en el periodo considerado

Como ejemplo se muestra este cálculo realizado para la primera tormenta del año 2005, para el modelo de la DGA en el glaciar Olivares Betha:

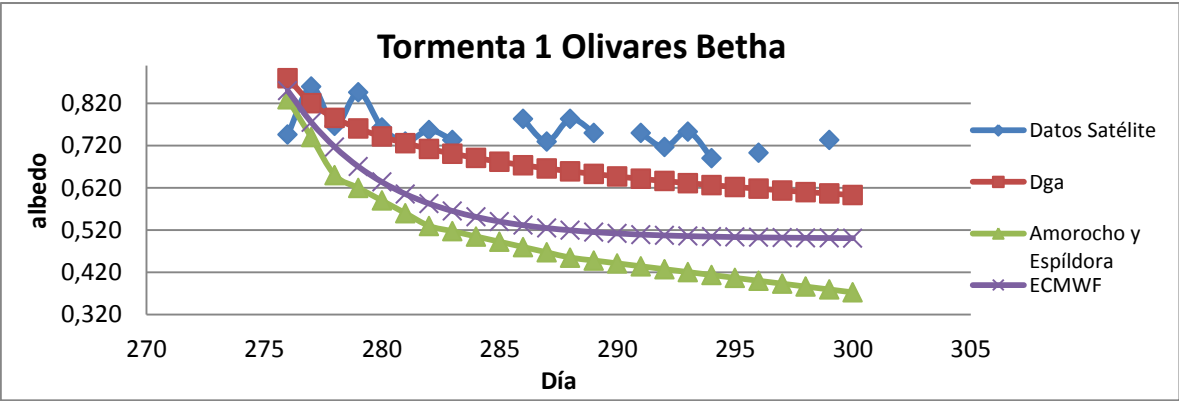


Ilustración 18: Ejemplo de Gráfica de tormentas

	Satelite	Dga	ECM
1	0.75	0.88	0.0178
2	0.86	0.82	0.0016
3	0.77	0.79	0.0004
4	0.85	0.76	0.0074
5	0.76	0.74	0.0005
6	0.73	0.73	0.0000
7	0.76	0.71	0.0019
8	0.73	0.70	0.0010
9	0.78	0.67	0.0120
10	0.73	0.67	0.0041
11	0.78	0.66	0.0154
12	0.75	0.65	0.0094
13	0.75	0.64	0.0118
14	0.72	0.64	0.0065
15	0.75	0.63	0.0149
16	0.69	0.63	0.0040
17	0.70	0.62	0.0073
18	0.73	0.61	0.0160
Promedio	0.76	0.70	0.0073
Error %		7.76	

Tabla 6: Ejemplo cálculo de tormentas.

A continuación se presentan las gráficas anuales de los datos de albedo obtenidos con el satélite MODIS, en el mismo gráfico se incluyeron las aproximaciones hechas por los 3 modelos en análisis. Además se incluyó una tabla resumen con los datos de error cuadrático medio (ECM) y error porcentual de los promedios (E%).

Año 2005

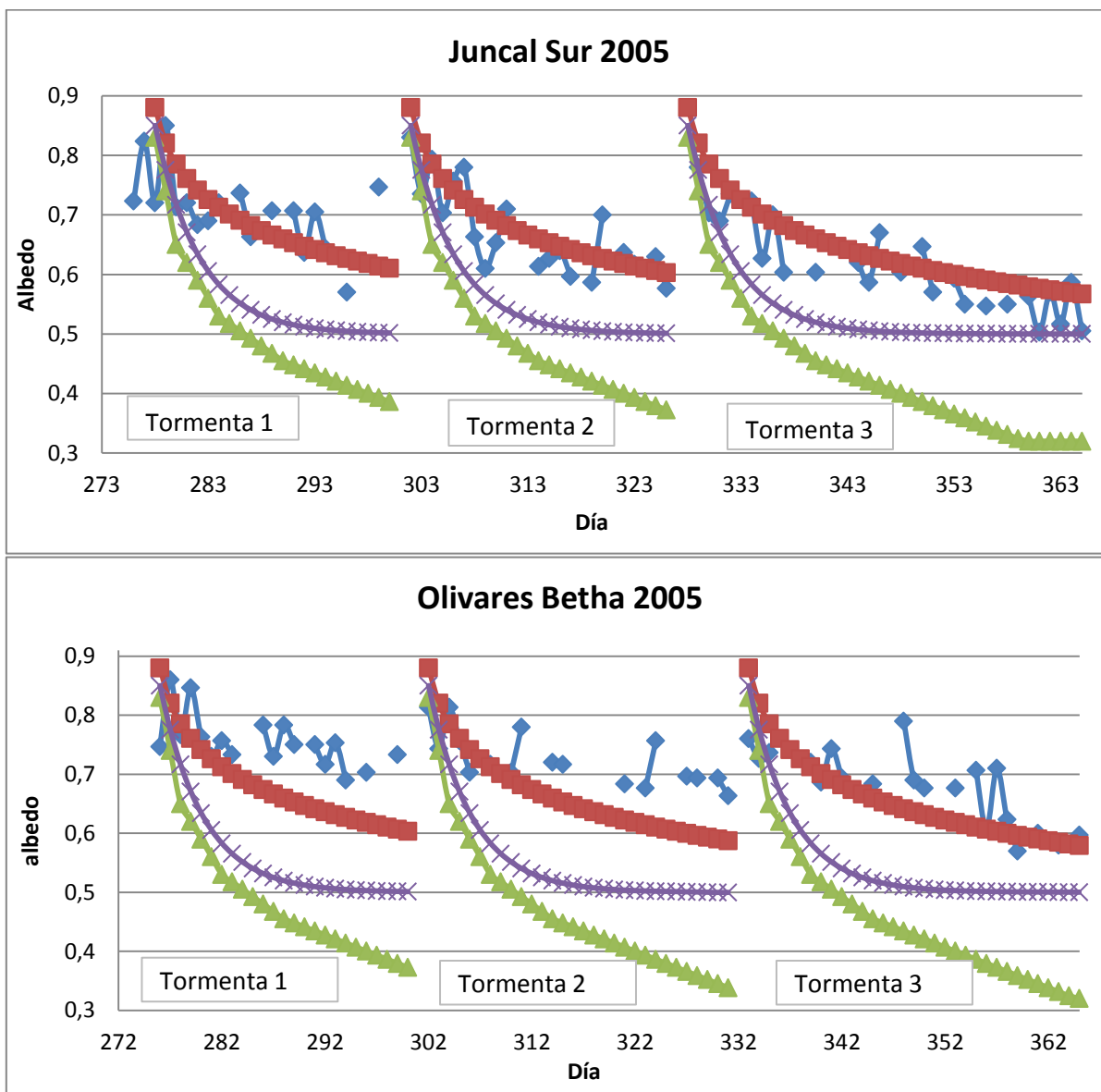


Ilustración 19: Gráfica Año 2005 ambos lugares

Juncal Sur	Tormenta 1		Tormenta 2		Tormenta 3		Promedio Anual	
	ECM	E%	ECM	E%	ECM	E%	ECM	E%
Dga	0.00350	7.76	0.00216	4.51	0.00215	2.53	0.003	4.935
Amorocho y Espildora	0.03261	31.13	0.03209	33.53	0.03614	33.74	0.034	32.802
ECMWF	0.01659	22.60	0.01226	22.23	0.00728	19.94	0.012	21.591
Olivares Betha	Tormenta 1		Tormenta 2		Tormenta 3		Promedio Anual	
	ECM	E%	ECM	E%	ECM	E%	ECM	E%
Dga	0.00732	1.97	0.00429	2.56	0.00430	4.87	0.005	3.133
Amorocho y Espildora	0.06613	22.12	0.06794	24.26	0.06013	29.31	0.065	25.226
ECMWF	0.03684	13.99	0.03023	14.06	0.02365	11.49	0.030	13.181

Tabla 7: Coeficiente ECM y E% Año 2005

Año 2008

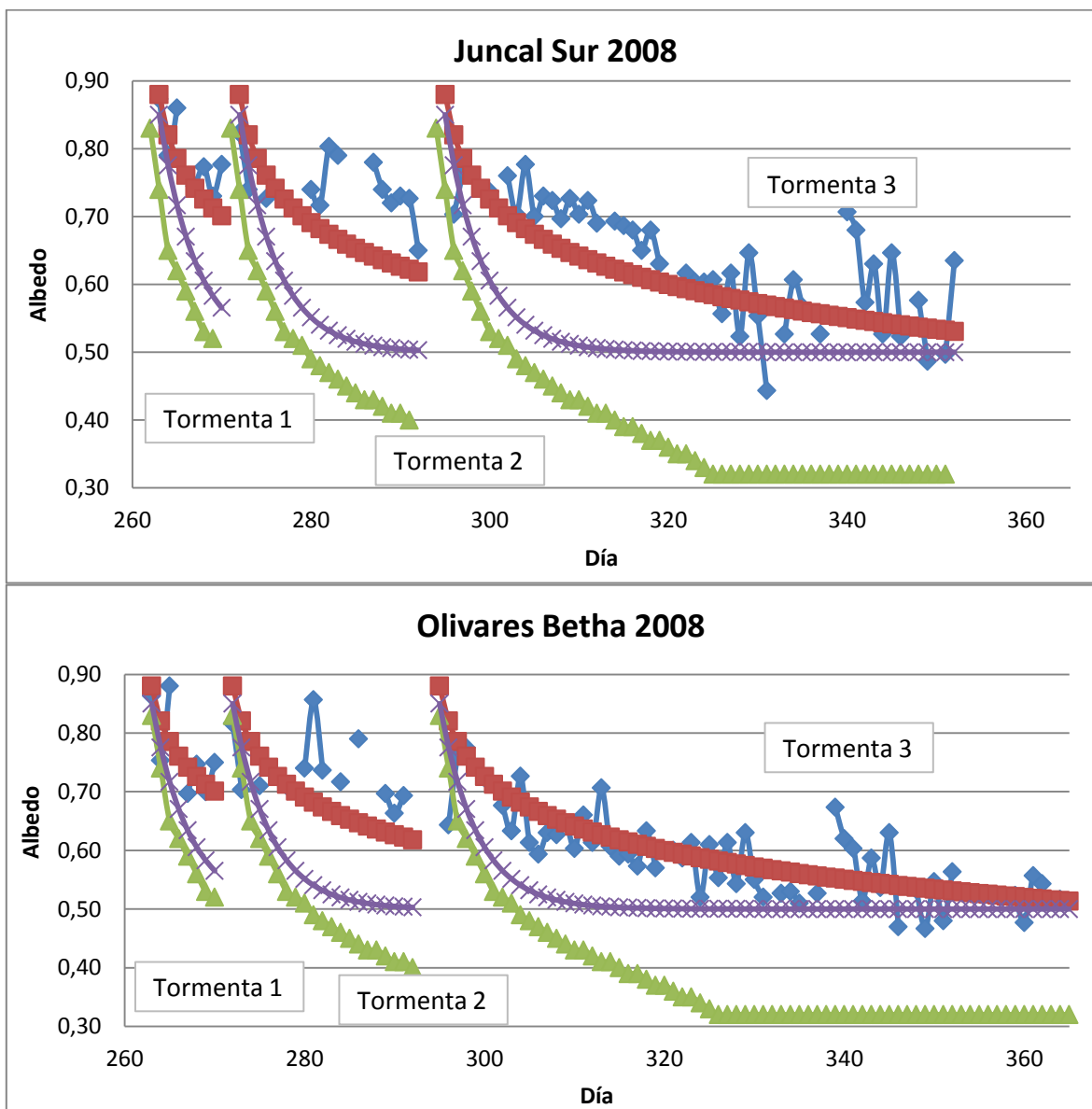


Ilustración 20: Gráfica Año 2008 ambos lugares

<u>Juncal Sur</u>	Tormenta 1		Tormenta 2		Tormenta 3		Promedio Anual	
	ECM	E%	ECM	E%	ECM	E%	ECM	E%
Dga	0.0027	0.42	0.0076	4.82	0.0024	1.50	0.0042	2.25
Amorocho y Espildora	0.0260	18.00	0.0587	28.23	0.0470	34.99	0.0439	27.07
ECMWF	0.0142	12.25	0.0346	20.21	0.0085	12.01	0.0191	14.82
<u>Olivares Betha</u>	Tormenta 1		Tormenta 2		Tormenta 3		Promedio Anual	
	ECM	E%	ECM	E%	ECM	E%	ECM	E%
Dga	0.0021	1.97	0.0082	2.56	0.0042	4.87	0.0048	3.13
Amorocho y Espildora	0.0320	22.12	0.0690	24.26	0.0663	29.31	0.0557	25.23
ECMWF	0.0183	13.99	0.0393	14.06	0.0194	11.49	0.0257	13.18

Tabla 8: Coeficiente ECM y E% Año 2008

Año 2012

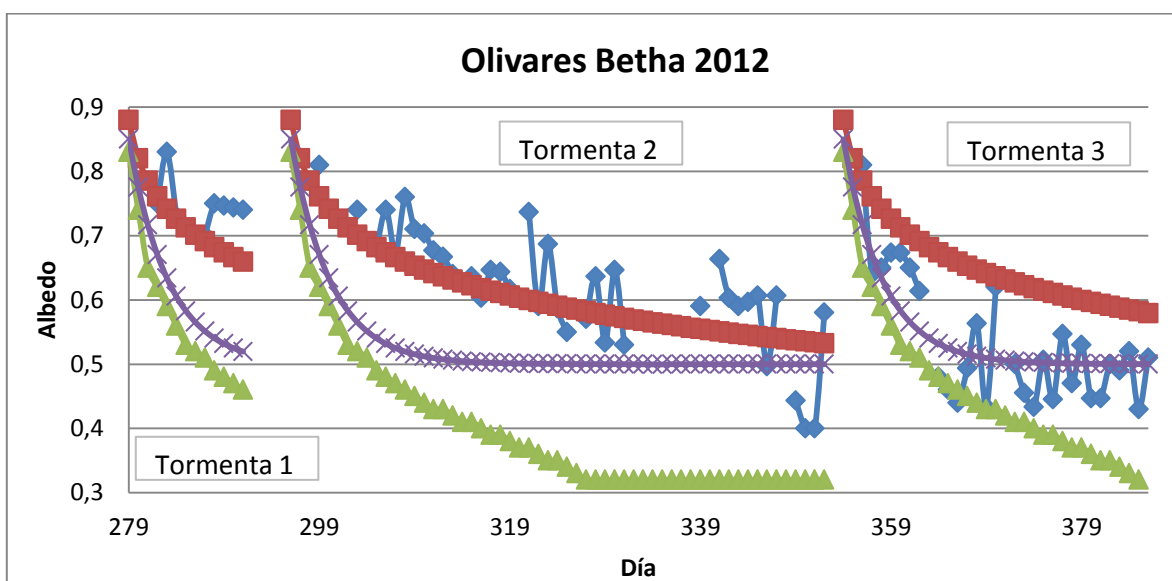
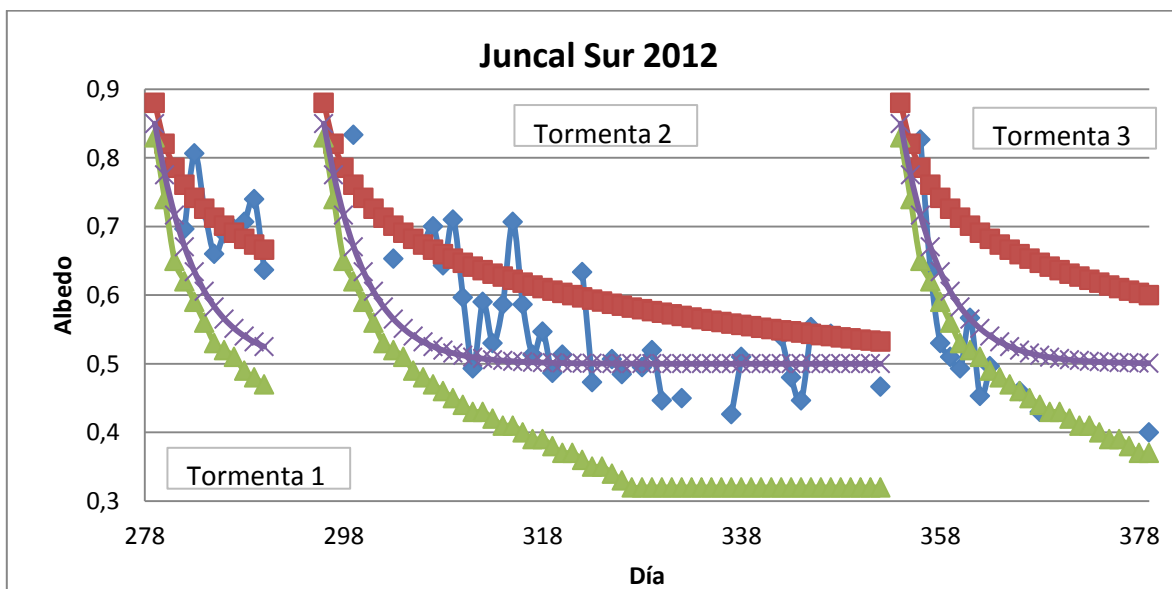


Ilustración 21: Gráfica Año 2012 ambos lugares

Juncal Sur	Tormenta 1		Tormenta 2		Tormenta 3		Promedio Anual	
	ECM	E%	ECM	E%	ECM	E%	ECM	E%
Dga	0.0019	0.7	0.0063	9.1	0.0357	32.8	0.0146	14.2
Amorocho y Espildora	0.0336	23.3	0.0320	30.8	0.0041	1.1	0.0232	18.4
ECMWF	0.0189	16.7	0.0076	7.9	0.0067	10.3	0.0111	11.6
Olivares Betha	Tormenta 1		Tormenta 2		Tormenta 3		Promedio Anual	
	ECM	E%	ECM	E%	ECM	E%	ECM	E%
Dga	0.0038	3.3	0.0039	7.6	0.0165	4.7	0.0081	5.2
Amorocho y Espildora	0.0539	20.3	0.0624	31.5	0.0132	39.0	0.0432	30.3
ECMWF	0.0336	14.8	0.0182	22.8	0.0032	18.3	0.0183	18.6

Tabla 9: Coeficiente ECM y E% Año 2012

8.2. Modelo Stowhas

A continuación se presentan los resultados de la modelación realizada con este modelo:

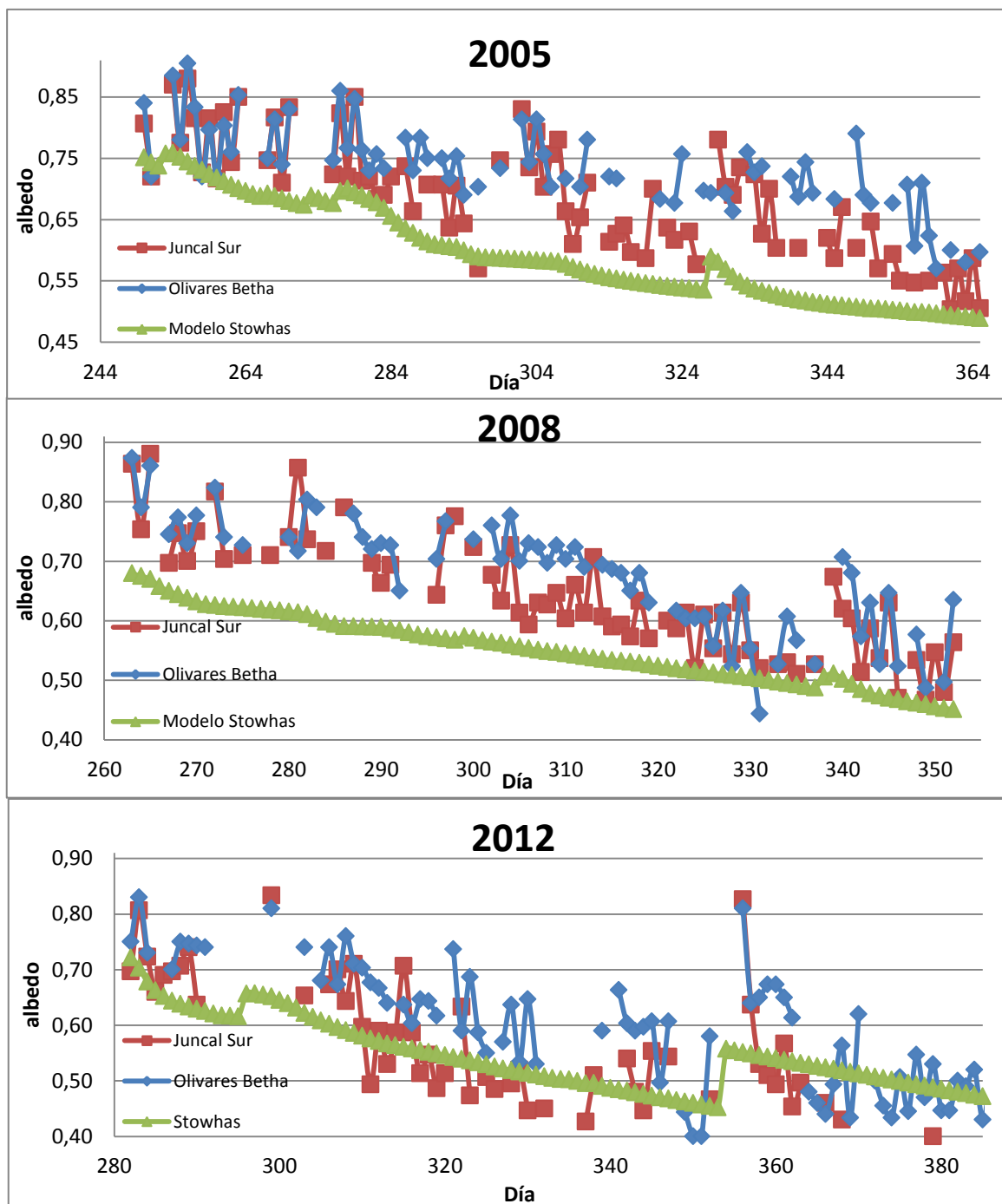


Ilustración 22: Gráfica Modelo Stowhas

Los datos del Modelo Stowhas fueron comparados con un valor de albedo promedio de ambos glaciares. Los resultados se muestran en la siguiente tabla resumen con los datos de error cuadrático medio (ECM) y error porcentual de los promedios (E%).

Año	Albedo Promedio	ECM	E%
2005	0.60	0.003	14.7
2008	0.55	0.01	16.2
2012	0.57	0.01	9.9

Tabla 10: Resultados Modelo Stowhas

A continuación se presenta una comparación del albedo promedio anual para cada uno de los glaciares, en los distintos años:

Glaciar	Juncal Sur	Olivares Betha
Año		
2005	0.686	0.736
2008	0.639	0.675
2012	0.584	0.657

Tabla 11: Comparación albedos promedio

En las gráficas y en la tabla comparativa, se puede apreciar que el Glaciar Olivares Betha posee una tendencia a tener, durante el período de estudio, un albedo mayor.

8.3. Resumen de Resultados

En la siguiente ilustración se muestra un resumen de los errores cuadráticos medios y error porcentual de los promedios, esto para todos los años y tormentas de estudio.

<u>Modelos Dependientes del Tiempo</u>	Promedio Total	
	ECM	E%
Dga	0.0066	5.5
Amorocho y Espildora	0.0442	26.5
ECMWF	0.0195	15.5
<u>Modelo Simulación</u>		
Modelo Stowhas	0.0076	13.6

Tabla 12: Resumen de ECM y E%

Aquí se evidencia que, según los parámetros escogidos de análisis, el mejor ajuste de los modelos dependientes del tiempo es realizado por el modelo DGA, seguido por el modelo ECMWF y

finalmente Amorocho y Espíldora. Si se incluyera dentro de un mismo análisis todos los modelos estudiados, el Modelo Stowhas es superado solamente por el modelo Dga.

La siguiente ilustración muestra el albedo promedio durante todo el período de estudio, en ambos lugares de estudio.

	Juncal Sur	Olivares Betha
Promedio Total	0.636	0.689

Tabla 13: Resumen Albedo en Glaciares

9. Conclusiones

9.1. Sobre los Modelos de Estimación de Albedo de Nieves

De los modelos analizados, el que más se acerca a los datos entregados por el satélite es el modelo DGA, realizado por Peña et al 1985. Según los parámetros analizados supera a los otros modelos, con un ECM promedio de 0.0066 y un E% de 5.5%. Seguido por el modelo de simulación de Stowhas, con un ECM promedio de 0.0076 y un E% de 13.6%, luego el modelo ECMWF con un ECM promedio de 0.0195 y un E% de 15.5% y finalmente el modelo Amorocho y Espíldora con un ECM promedio de 0.0442 y un E% de 26.5%.

En este análisis hay que considerar la ventaja que tiene el modelo DGA sobre todos los demás, ya que esta fórmula empírica fue obtenida de una base de mediciones diarias de derretimiento efectuadas en el glaciar Echaurren-Norte, ubicado a menos de 100 kilómetros de distancia a la zona de estudio y a una altura similar.

Modelos dependientes del Tiempo

Mediante un análisis visual de las gráficas anuales, para las tormentas cercanas al verano, es decir, Diciembre en adelante, el modelo DGA sobrestima los valores de albedo. Para estas tormentas los valores de albedo decaen rápidamente, con una tendencia más parecida a los otros dos modelos. Luego si solamente nos restringimos a las tormentas de primavera, el ajuste realizado por el modelo DGA será aún mejor, ya que gran parte del error promedio atribuido a este modelo es generado por tormentas de verano.

El problema es que se dispone solo de una tormenta de verano, registrada el 21 de Diciembre de 2012, en ambos glaciares. Por lo que no representa una información estadística confiable para sacar mayores conclusiones.

A continuación se presentan dos tablas que evidencian esta diferencia:

Sin Tormentas de Verano

<u>Ambos Glaciares</u>	Promedio Total	
	ECM	E%
Dga	0.0042	3.82
Amorocho y Espíldora	0.0485	27.31
ECMWF	0.0212	15.66

Tabla 14: Resumen de R2 y E% sin tormentas de verano

Solo con Tormentas de Verano

<u>Ambos Glaciares</u>	Promedio Total	
	ECM	E%
Dga	0.0261	18.75
Amorocho y Espíldora	0.0087	20.05
ECMWF	0.0050	14.30

Tabla 15: Resumen de R2 y E% con tormentas de verano

Modelo Stowhas

Este modelo representa una buena representación de albedo de nieves. Más aún si consideramos que los datos de albedo fueron simulados en una banda de altura promedio de 4375 (m) con datos obtenidos de la estación Lagunitas ubicada a 2765 (m), los que fueron llevados a la zona de estudio mediante un gradiente.

Existen datos de entrada, como la temperatura, que pueden ser fácilmente llevados de una altura a otra debido a que se conoce un gradiente promedio de temperatura en la cordillera. Pero en el caso de las otras variables que también tienen un rol importante dentro del modelo, es decir, Precipitación, Evaporación, Horas de Sol, Velocidad Viento y Humedades no es posible correlacionar los datos en diferentes alturas, por lo que se debe suponer una condición igual a la condición base.

Luego, es posible esperar que este modelo tenga aún mejores resultados si la banda en análisis se encuentra cercana a la estación base.

Datos de Albedo en Ambos Glaciares

El albedo promedio durante todo el período de estudio es mayor en el Glaciar Olivares Betha, que se encuentra ubicado a una altitud promedio de 4500 [m] y posee un albedo promedio de 68.9%. El glaciar Juncal Sur, por su parte, está ubicado a una altitud promedio de 4100 [m] con un albedo promedio de 63.6%.

Esta diferencia puede ser explicada debido a que mientras mayor es la altura, menor es la temperatura. De hecho, en la cordillera chilena, se estima un gradiente térmico negativo de aproximadamente -5 a -6 [oC/Km]. Luego la temperatura registrada en Olivares Betha debiese ser en aproximadamente -2 [oC] en relación al glaciar Juncal Sur, este aumento de la temperatura genera una aceleración del proceso de derretimiento de la nieve, disminuyendo el albedo a una mayor tasa. También se incrementa la posibilidad de que existan derretimientos locales en el estrato nivoso, que igualmente aceleran la disminución del albedo.

9.2. Sobre la obtención de Datos Satelitales

Se observa que las tormentas medidas en estación nivométrica Lagunitas, son detectadas como días nublados en el satélite lo cual es razonablemente esperable.

Luego de hacer análisis de albedo en la zona de la estación Lagunitas en primavera, donde la zona de análisis se encuentra parcialmente derretida, es posible concluir que el satélite incurre en un error al medir un albedo de nieve en una superficie que realmente está compuesta por nieve, tierra, rocas, etc. Con esto se apoya lo descrito en la memoria “RECONSTRUCCIÓN DEL EQUIVALENTE EN AGUA DE LA COBERTURA NIVAL EN LA CUENCA ALTA DEL RÍO ACONCAGUA. EMPLEO DE IMÁGENES MODIS” realizada por N. Martínez 2010. U. de Chile, donde se menciona la dificultad para medir datos en estas condiciones. El satélite reconoce como nieve zonas que están solo parcialmente nevadas, asignando valores de porcentaje de cobertura nival errados, lo que finalmente culmina en datos de albedo que no son acordes a un estrato nivoso, lo cual es una buena señal para saber que algo anda mal. Es por esto que es recomendable tener una idea de las condiciones en las que se encontrará el estrato a lo largo de todo el año, esto puede hacerse de diversas maneras, en este caso se utilizaron imágenes satelitales históricas de Google Earth Pro, resultando también ser una muy buena herramienta.

Teniendo lo anterior en cuenta, la utilización de imágenes satelitales constituye un instrumento potente y de gran utilidad en Ingeniería. Permite obtener datos que de otra manera serían imposibles de adquirir, dada la organización e importancia que se les da en nuestro país actualmente. Esto con un alto grado de exactitud, dada la experiencia internacional, y también con diversas opciones temporales de adquisición de datos, llegando incluso a datos diarios. Es de esperar que esta herramienta se utilice en la creación de nuevos modelos que incorporen, además de la información histórica de un lugar, datos diarios de diverso tipo.

Una de las principales dificultades al trabajar con datos satelitales MODIS es la poca amigabilidad de los archivos, dado el tamaño de cada tile, que nos obliga a extraer información de un territorio muchísimo más extenso que el necesario para caracterizar la zona de proyecto. También el formato en que vienen los archivos (HDF), que directamente no es posible hacer uso en los programas comunes GIS (Sistemas de Información Geográficos). Su proyección sinusoidal nos obliga a re proyectar las imágenes a un sistema de coordenadas usual. También al descargar los archivos obtenemos obligadamente todas las bandas del producto, generando necesidad de extraer solamente las bandas de información que necesitamos. Todo esto hace que el proceso de recolección de datos sea engorroso y lento, ya que se debe realizar esta transformación para cada uno de los archivos.

Luego para hacer posible un acercamiento de esta tecnología a futuros estudios de ingeniería, se hace necesario alguna herramienta de software que permita hacer todo el proceso de post procesamiento más efectivo, permitiéndonos así trabajar con un mayor volumen de datos.

10. Referencias

- Adquisición de datos Modis mediante software Reverb. <http://reverb.echo.nasa.gov>
- AMOROCHO, J. Y B. ESPÍLDORA, 1966, “Mathematical simulation of the snow melting processes”, Water Sc. And Eng Paper N°3001, Universidad de California, Davis.
- DEWALLE, D., RANGO, A., (2008). *Principles of Snow Hydrology*. Cambridge University Press, Cambridge,
- DIRECCIÓN METEOROLÓGICA DE CHILE. (2005). *Descripción Climatológica V Región de Valparaíso*. Dirección Meteorológica de Chile. http://www.meteochile.cl/climas/climas_quinta_region.html
- DOZIER, J. (1980), A clear-sky spectral solar radiation model for snow-covered mountainous Terrain.
- HALL, D.K. and MARTINEC, J. (1985) Remote sensing of ice and snow. Chapman & Hall, London.
- HALL, D. K. and Riggs, G. A. (2006). Accuracy assessment of the MODIS snow products. *Hydrological Processes*, Vol. 21.
- HALL, D. K., Riggs, G. A., and Salomonson , V. V. (1995). *Development of methods for mapping global snow cover using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) data*.
- HALL, D. K., Riggs, G. A., Salomonson , V. V., DiGirolamo N. E. and Bayr, K. J. (2002). *MODIS snowcover products*.
- GARREAUD, R., (2009). *Condicion Nival en Chile Central*. Obtenida de datos MODIS en satélite Terra l. <http://dgf.uchile.cl/rene/MODIS>.
- LIANG ET AL. (2005). *Direct estimation algorythm*.
- MARTINEZ, N., (2009). *Reconstrucción del equivalente en agua de la cobertura nival en la cuenca alta del río Aconcagua. Empleo de Imágenes MODIS*. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil. FCFM, Departamento de Ingeniería Civil. Universidad de Chile.
- MAGONO, C. Y LEE, C.W. (1966), Meteorological Classification of Natural Snow Crystals, Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University, 1966.
- MAURER, AE., Rhoads, J., Dubayah, R., Lettenmaier, D. (2003) *Evaluation of the snow-covered area data product from MODIS*.
- MODIS Web. National Aeronautics and Space Administration (NASA). <http://modis.gsfc.nasa.gov>

- MODIS LAND VALIDATION TEAM. <http://landval.gsfc.nasa.gov/>
 - MOLOTCH, N.P. y BALES, R.C. (2006). *Comparison of ground-based and airborne snow surface albedo parameterizations in an alpine watershed: Impact on snowpack mass balance.*
 - NAKAYA, U (1954). *Snow Crystals: Natural and Artificial.* Harvard University Press.
 - O'NEILL, A., GRAY, D., (1996). *Spatial and temporal variations of the albedo of prairie snowpack.* Journal of Hidrology, Vol. 184.
- PARAJKA Y G. BLOSCHL (2006). *Validation of MODIS snow cover images over Austria.*
- PELLICCIOTTI, F. et al., (2008). *A study of the energy balance and melt regime on Juncal Norte Glacier, semi-arid Andes of central Chile, using melt models of different complexity.*
 - PEÑA Y VIDAL (1989), *Estimación de crecidas de Deshielo. Análisis de las crecidas de Noviembre/Diciembre de 1987.* IX Congreso Nacional de Ingeniería Hidráulica.
 - STOWHAS, L., 1975 "Simulation of energy budget and melting processes in snowpack systems under data constraints", Universidad de California, Davis.
 - STROEVE, J., Box, J., Haran, T. (2006). Evaluation of the MODIS (MOD10A1) daily snow albedo product over the Greenland ice sheet.
 - TEKELI, AE., Şensoy, A., Şorman, A., Akyürek, Z., Şorman, Ü. (2006). Accuracy assessment of MODIS daily snow albedo retrievals with in situ measurements in Karasu basin, Turkey.
 - VERMOTE E. F., and Vermeulen, A. (2002). *Atmospheric Correction Algorithm: Spectral Reflectances.* Algorithm Technical Background Document. NASA - University of Maryland, Dept of Geography.

Anexo 1

Datos Satélite

Juncal Sur-2005

Fecha	$\alpha 1$	$\alpha 2$	$\alpha 3$	α
01-sep	150			150.0
02-sep	150			150.0
03-sep	150			150.0
04-sep	150			150.0
05-sep	150			150.0
06-sep	150			150.0
07-sep	79	81	82	80.7
08-sep	71	73	72	72.0
09-sep	150			150.0
10-sep	150			150.0
11-sep	86	88		87.0
12-sep	77	78		77.5
13-sep	86	88	90	88.0
14-sep	80	83		81.5
15-sep	75	73	70	72.7
16-sep	81	82		81.5
17-sep	71	72	72	71.7
18-sep	82	83		82.5
19-sep	75	74	74	74.3
20-sep	84	86	85	85.0
21-sep	150			150.0
22-sep	150			150.0
23-sep				0.0
24-sep	76	75	73	74.7
25-sep	76	80	89	81.7
26-sep	69	72	72	71.0
27-sep	83	81	86	83.3
28-sep	150			150.0
29-sep	150			150.0
30-sep	150			150.0
01-oct	150			150.0
02-oct	150			150.0
03-oct	73	72	72	72.3
04-oct	80	82	85	82.3
05-oct	69	73	74	72.0
06-oct	84	85	86	85.0
07-oct	67	74	73	71.3
08-oct	74	73	69	72.0
09-oct	64	71	70	68.3
10-oct	71	69	67	69.0
11-oct	71	73	72	72.0
12-oct	150			150.0
13-oct	73	73	75	73.7
14-oct	66	67	66	66.3
15-oct	150			150.0
16-oct	70	71	71	70.7
17-oct	150			150.0
18-oct	70	71	71	70.7
19-oct	64	65	62	63.7
20-oct	70	71		70.5
21-oct	64	65	64	64.3
22-oct	150			150.0
23-oct	59	56	56	57.0
24-oct	150			150.0
25-oct	150			150.0
26-oct	74	77	73	74.7
27-oct	150			150.0
28-oct	150			150.0
29-oct	82	82	85	83.0

Fecha	$\alpha 1$	$\alpha 2$	$\alpha 3$	α
30-oct	73	74		73.5
31-oct	79	80	79	79.3
01-nov	71	70	70	70.3
02-nov	79	76	72	75.7
03-nov	77	79		78.0
04-nov	67	67	65	66.3
05-nov	59	61	63	61.0
06-nov	66	66	64	65.3
07-nov	72	73	68	71.0
08-nov	150			150.0
09-nov	150			150.0
10-nov	60	62	62	61.3
11-nov	65	63	60	62.7
12-nov	61	66	65	64.0
13-nov	60	61	58	59.7
14-nov	150			150.0
15-nov	58	59	59	58.7
16-nov	68	73	69	70.0
17-nov	150			150.0
18-nov	65	64	62	63.7
19-nov	62	61	62	61.7
20-nov	150			150.0
21-nov	62	63	64	63.0
22-nov	57	58	58	57.7
23-nov	150			150.0
24-nov	150			150.0
25-nov	80	79	75	78.0
26-nov	72	69	70	70.3
27-nov	70	71	66	69.0
28-nov	73	74		73.5
29-nov	150			150.0
30-nov	74	70	73	72.3
01-dic	64	62	62	62.7
02-dic	72	68	70	70.0
03-dic	60	60	61	60.3
04-dic	150			150.0
05-dic	150			150.0
06-dic	64	61	56	60.3
07-dic	150			150.0
08-dic	150			150.0
09-dic	83	83	84	83.3
10-dic	62	62	62	62.0
11-dic	62	56	58	58.7
12-dic	67	66	68	67.0
13-dic	150			150.0
14-dic	57	61	63	60.3
15-dic	150			150.0
16-dic	60	67	67	64.7
17-dic	57	57	57	57.0
18-dic	150			150.0
19-dic	58	60	60	59.3
20-dic	57	57	51	55.0
21-dic	150			150.0
22-dic	60	53	51	54.7
23-dic	150			150.0
24-dic	56	55	54	55.0
25-dic	150			150.0
26-dic	57	57	55	56.3
27-dic	52	52	47	50.3
28-dic	57	57	57	57.0
29-dic	56	51	48	51.7
30-dic	59	58	59	58.7

31-dic	51	50		50.5
--------	----	----	--	------

Juncal Sur-2008

Fecha	$\alpha 1$	$\alpha 2$	$\alpha 3$	α
17-sep	79	79	76	78.0
18-sep	150			150.0
19-sep	89	85	85	86.3
20-sep	79	75	72	75.3
21-sep	91	91	82	88.0
22-sep	70	67	63	66.7
23-sep	71	70	68	69.7
24-sep	75	76	73	74.7
25-sep	72	71	67	70.0
26-sep	77	77	71	75.0
27-sep	150			150.0
28-sep	81	81	83	81.7
29-sep	71	70	70	70.3
30-sep	150			150.0
01-oct	73	71	69	71.0
02-oct	150			150.0
03-oct	150			150.0
04-oct	71	74	68	71.0
05-oct	150			0.0
06-oct	74			74.0
07-oct	86	84	87	85.7
08-oct	75	74	72	73.7
09-oct	150			150.0
10-oct	71	72	72	71.7
11-oct	150			150.0
12-oct	81	77	79	79.0
13-oct	150			150.0
14-oct	150			150.0
15-oct	71	69	69	69.7
16-oct	70	69	60	66.3
17-oct	72	69	67	69.3
18-oct	150			150.0
19-oct	150			150.0
20-oct	150			150.0
21-oct	150			150.0
22-oct	65	64	64	64.3
23-oct	75	75	78	76.0
24-oct	77	78		77.5
25-oct	150			150.0
26-oct	73	73	71	72.3
27-oct	150			150.0
28-oct	69	66	68	67.7
29-oct	63	64	63	63.3
30-oct	76	70	72	72.7
31-oct	62	61	61	61.3
01-nov	61	60	57	59.3
02-nov	63			63.0
03-nov	63	64	61	62.7
04-nov	65	65	64	64.7
05-nov	62	60	59	60.3
06-nov	68	66	64	66.0
07-nov	61	60	63	61.3
08-nov	73	72	67	70.7
09-nov	63	60	59	60.7
10-nov	65	57	55	59.0
11-nov	61	57	60	59.3
12-nov	60	57	55	57.3
13-nov	65	62	63	63.3
14-nov	57			57.0
15-nov	150			150.0
16-nov	61	60	59	60.0

Fecha	$\alpha 1$	$\alpha 2$	$\alpha 3$	α
17-nov	63	63	50	58.7
18-nov	63	60	61	61.3
19-nov	56	55	45	0.0
20-nov	62	60	61	61.0
21-nov	56	56	54	55.3
22-nov	59	60	65	61.3
23-nov	55	54	54	54.3
24-nov	65	61	63	63.0
25-nov	56	55	54	55.0
26-nov	52			52.0
27-nov	150			150.0
28-nov	56	53	49	52.7
29-nov	53			53.0
30-nov	52	52	49	51.0
01-dic	150			150.0
02-dic	53	53	52	52.7
03-dic	150			150.0
04-dic	67	67	68	62.0
05-dic	64	62	60	62.0
06-dic	61	59	61	60.3
07-dic	53	53	48	51.3
08-dic	58	58	60	58.7
09-dic	57	53	51	53.7
10-dic	62	62	65	63.0
11-dic	46	48	47	47.0
12-dic	150			150.0
13-dic	55	52	53	53.3
14-dic	49	49	42	0.0
15-dic	57	53	54	54.7
16-dic	50	50	44	48.0
17-dic	61	53	55	56.3
18-dic	150			150.0
19-dic	45	39	36	40.0
20-dic				0.0
21-dic				0.0
22-dic				0.0
23-dic				0.0
24-dic	52	52	53	52.3
25-dic	48	48	47	47.7
26-dic	55	55	57	55.7
27-dic	55	53	55	54.3
28-dic	40	30	20	30.0
29-dic	52	52	51	51.7
30-dic	45	42	41	42.7

Juncal Sur-2012

Fecha	$\alpha 1$	$\alpha 2$	$\alpha 3$	α
04-oct	67	56	55	59.3
05-oct				0.0
06-oct	150			150.0
07-oct	150			150.0
08-oct	70	73	66	69.7
09-oct	86	77	79	80.7
10-oct	70	70	77	72.3
11-oct	66			66.0
12-oct	69			69.0
13-oct	72	71	66	69.7
14-oct	73	70	69	70.7
15-oct	72	74	76	74.0
16-oct	66	65	60	63.7
17-oct	150			150.0
18-oct	150			150.0
19-oct	150			150.0
20-oct	150			150.0
21-oct	150			150.0
22-oct	150			150.0
23-oct	150			150.0
24-oct	150			150.0
25-oct	86	81	83	83.3
26-oct	150			150.0
27-oct	150			150.0
28-oct	150			150.0
29-oct	64	67	65	65.3
30-oct	150			150.0
31-oct	150			150.0
01-nov	69	69	64	67.3
02-nov	71	71	68	70.0
03-nov	66	64	63	64.3
04-nov	69	71	73	71.0
05-nov	63	60	56	59.7
06-nov	50	50	48	49.3
07-nov	62	57	58	59.0
08-nov	55	52	52	53.0
09-nov	62	60	54	58.7
10-nov	70	70	72	70.7
11-nov	63	56	57	58.7
12-nov	53	52	49	51.3
13-nov	55	55	54	54.7
14-nov	49	49	48	48.7
15-nov	54	55	45	51.3
16-nov	150			150.0
17-nov	64	62	64	63.3
18-nov	50	48	44	47.3
19-nov				0.0
20-nov	52	51	49	50.7
21-nov	48	49		48.5
22-nov	150			150.0
23-nov	49	50		49.5
24-nov	55	55	46	52.0
25-nov	45	45	44	44.7
26-nov	150			150.0
27-nov	45			45.0
28-nov	150			150.0
29-nov	150			150.0
30-nov	150			150.0
01-dic	150			150.0

Fecha	$\alpha 1$	$\alpha 2$	$\alpha 3$	α
02-dic	46	46	36	42.7
03-dic	51			51.0
04-dic	64	62	61	150.0
05-dic	150			150.0
06-dic	150			150.0
07-dic	54			54.0
08-dic	48			48.0
09-dic	44	45	45	44.7
10-dic	51	57	58	55.3
11-dic	42	42	39	41.0
12-dic	54	54	55	54.3
13-dic	44	43	37	41.3
14-dic				0.0
15-dic	43	39	36	39.3
16-dic	43	39	36	39.3
17-dic	47	46	47	46.7
18-dic	150			150.0
19-dic	150			150.0
20-dic	150			150.0
21-dic	82	81	85	82.7
22-dic	66	64	61	63.7
23-dic	53			53.0
24-dic	45	57		51.0
25-dic	49	50	49	49.3
26-dic	56	56	58	56.7
27-dic	46	45	45	45.3
28-dic	55	51	43	49.7
29-dic	43	42	41	42.0
30-dic	33	32	31	32.0
31-dic	41	46	46	44.3
01-ene	37			37.0
02-ene	44	44	41	43.0
03-ene	34	32	32	32.7
04-ene	35			35.0
05-ene	150			150.0
06-ene	125			125.0
07-ene	38	40		39.0
08-ene				0.0
09-ene	125	125	33	125.0
10-ene	33	30	29	30.7
11-ene	37	37	39	37.7
12-ene				0.0
13-ene	39	40	41	40.0

Olivares-2005

Fecha	$\alpha 1$	$\alpha 2$	$\alpha 3$	α
01-sep	150			150.0
02-sep	150			150.0
03-sep	150			150.0
04-sep	150			150.0
05-sep	150			150.0
06-sep	65	62	62	63.0
07-sep	82	85	85	84.0
08-sep	73	72	71	72.0
09-sep	150			150.0
10-sep	150			150.0
11-sep	87	90		88.5
12-sep	77	80	77	78.0
13-sep	91	90		90.5
14-sep	84	83	83	83.3
15-sep	75	71	70	72.0
16-sep	81	81	77	79.7
17-sep	70	73	73	72.0
18-sep	81	79	81	80.3
19-sep	76			76.0
20-sep	85	85	86	85.3
21-sep	150			150.0
22-sep	150			150.0
23-sep				0.0
24-sep	75			75.0
25-sep	81	81	82	81.3
26-sep	72	75	75	74.0
27-sep	81	85	83	83.0
28-sep	150			150.0
29-sep	150			150.0
30-sep	150			150.0
01-oct	150			150.0
02-oct	150			150.0
03-oct	74	75	75	74.7
04-oct	85	86	87	86.0
05-oct	76	77	77	76.7
06-oct	84	85	85	84.7
07-oct	74	77	78	76.3
08-oct	72	73	74	73.0
09-oct	75	77	75	75.7
10-oct	72	74	74	73.3
11-oct				0.0
12-oct	150			150.0
13-oct	78	80	77	78.3
14-oct	73	73	73	73.0
15-oct	77	79	79	78.3
16-oct	75			75.0
17-oct	150			150.0
18-oct	73	75	77	75.0
19-oct	72	72	71	71.7
20-oct	75	75	76	75.3
21-oct	69	69	69	69.0
22-oct	150			150.0
23-oct	70	71	70	70.3
24-oct	150			150.0
25-oct	150			150.0
26-oct	73	75	72	73.3
27-oct	150			150.0
28-oct	150			150.0
29-oct	81	81	82	81.3

Fecha	$\alpha 1$	$\alpha 2$	$\alpha 3$	α
30-oct	73	75	75	74.3
31-oct	81	81	82	81.3
01-nov	76	76	75	75.7
02-nov	71	71	69	70.3
03-nov	101			101.0
04-nov	71	72	72	71.7
05-nov	150			150.0
06-nov	69	71	71	70.3
07-nov	77	79	78	78.0
08-nov	150			150.0
09-nov	150			150.0
10-nov	72			72.0
11-nov	73	71	71	71.7
12-nov	68	69	68	68.3
13-nov	150			150.0
14-nov	67	68	68	67.7
15-nov	74	76	77	75.7
16-nov	150			150.0
17-nov	150			150.0
18-nov	71	70	68	69.7
19-nov	69	69	70	69.3
20-nov	150			150.0
21-nov	69	69	70	69.3
22-nov	66	67	66	66.3
23-nov	150			150.0
24-nov	76			76.0
25-nov	71	71	76	72.7
26-nov	73	74	74	73.7
27-nov	150			150.0
28-nov	150			150.0
29-nov	150			150.0
30-nov	70	72	74	72.0
01-dic	68	69	69	68.7
02-dic	74	75	74	74.3
03-dic	70	69	69	69.3
04-dic	150			150.0
05-dic	150			150.0
06-dic	69	69	67	68.3
07-dic	150			150.0
08-dic	150			150.0
09-dic	78	79	80	79.0
10-dic	69			69.0
11-dic	68	68	67	67.7
12-dic	150			150.0
13-dic	150			150.0
14-dic	67	68	68	67.7
15-dic	150			150.0
16-dic	69	71	72	70.7
17-dic	60	61	61	60.7
18-dic	71	72	70	71.0
19-dic	62	63	62	62.3
20-dic	59	58	54	57.0
21-dic	150			150.0
22-dic	60			60.0
23-dic	150			150.0
24-dic	58			58.0
25-dic	125			125.0
26-dic	59	60	60	59.7
27-dic	54	54	52	53.3
28-dic	150			150.0
29-dic	53	53	55	53.7
30-dic	150			150.0

31-dic	53	53	55	53.7
--------	----	----	----	------

Olivares-2008

Fecha	$\alpha 1$	$\alpha 2$	$\alpha 3$	α
17-sep	77	81	81	79.7
18-sep	150			150.0
19-sep	87	87	88	87.3
20-sep	79			79.0
21-sep	86			86.0
22-sep	76	73	79	76.0
23-sep	75	74		74.5
24-sep	75	79	78	77.3
25-sep	71	74	74	73.0
26-sep	79	79	75	77.7
27-sep	150			150.0
28-sep	82	82	83	82.3
29-sep	74			74.0
30-sep	150			150.0
01-oct	70	74	74	72.7
02-oct	150			150.0
03-oct	150			150.0
04-oct	150			150.0
05-oct	150			0.0
06-oct	74			74.0
07-oct	68	73	74	71.7
08-oct	80	80	81	80.3
09-oct	79			79.0
10-oct	150			150.0
11-oct	150			150.0
12-oct	150			150.0
13-oct	78			78.0
14-oct	74			74.0
15-oct	72			72.0
16-oct	74	72		73.0
17-oct	72	73	73	72.7
18-oct	65			65.0
19-oct	150			150.0
20-oct	150			150.0
21-oct	150			150.0
22-oct	70	70	71	70.3
23-oct	76	77	77	76.7
24-oct	150			150.0
25-oct	150			150.0
26-oct	70	75	76	73.7
27-oct	150			150.0
28-oct	76			76.0
29-oct	69	71	71	70.3
30-oct	77	78	78	77.7
31-oct	69	70	71	70.0
01-nov	74	72		73.0
02-nov	72	72	73	72.3
03-nov	70	69	70	69.7
04-nov	73	72	73	72.7
05-nov	70	70	71	70.3
06-nov	71	73	73	72.3
07-nov	69			69.0
08-nov	0			0.0
09-nov	68	70	70	69.3
10-nov	69	69	68	68.7
11-nov	67	68	69	68.0

Fecha	$\alpha 1$	$\alpha 2$	$\alpha 3$	α
12-nov	65			65.0
13-nov	66	69	69	68.0
14-nov	63			63.0
15-nov	150			150.0
16-nov	0			0.0
17-nov	61	62	62	61.7
18-nov	60	60	61	60.3
19-nov	61	60	60	0.0
20-nov	58	61	63	60.7
21-nov	55	55	57	55.7
22-nov	61	61	63	61.7
23-nov	50	53	54	52.3
24-nov	65	65	64	64.7
25-nov	55	55	56	55.3
26-nov	46	44	43	44.3
27-nov	150			150.0
28-nov	52	53	53	52.7
29-nov	60	60	62	60.7
30-nov	67	51	52	56.7
01-dic	150			150.0
02-dic	51	53	54	52.7
03-dic	150			150.0
04-dic				
05-dic	70	71	71	70.7
06-dic	68			68.0
07-dic	56	58	58	57.3
08-dic	61	64	64	63.0
09-dic	52	53	53	52.7
10-dic	64	65	65	64.7
11-dic	52	52	53	52.3
12-dic	150			150.0
13-dic	57	58	58	57.7
14-dic	48	48	50	0.0
15-dic	59	125		92.0
16-dic	49	49	51	49.7
17-dic	63	64		63.5
18-dic	150			150.0
19-dic	37	37	35	36.3
20-dic				0.0
21-dic				0.0
22-dic				0.0
23-dic				0.0
24-dic	125			125.0
25-dic	43	46	49	46.0
26-dic	125			125.0
27-dic	0			0.0
28-dic	38	42	42	40.7
29-dic	0			0.0
30-dic	37	45	44	42.0

Olivares-2012

Fecha	$\alpha 1$	$\alpha 2$	$\alpha 3$	α
04-oct	66	73	73	70.7
05-oct				0.0
06-oct	150			150.0
07-oct	150			150.0
08-oct	75			75.0
09-oct	80	84	85	83.0
10-oct	73			73.0
11-oct	55	54	70	59.7
12-oct				0.0
13-oct	69	71	70	70.0
14-oct	74	75	76	75.0
15-oct	75	75	74	74.7
16-oct	74	74	75	74.3
17-oct	74			74.0
18-oct	150			150.0
19-oct	150			150.0
20-oct	150			150.0
21-oct	150			150.0
22-oct	150			150.0
23-oct	150			150.0
24-oct	150			150.0
25-oct	81	82	80	81.0
26-oct	150			150.0
27-oct	150			150.0
28-oct	150			150.0
29-oct	74			74.0
30-oct	150			150.0
31-oct	68			68.0
01-nov	73	73	76	74.0
02-nov	66	68	68	67.3
03-nov	76			76.0
04-nov	71			71.0
05-nov	65	74	72	70.3
06-nov	65	69	69	67.7
07-nov	67	67	66	66.7
08-nov	57	67	68	64.0
09-nov	150			150.0
10-nov	64	64	63	63.7
11-nov	54	64	63	60.3
12-nov	65	64	65	64.7
13-nov	65	65	63	64.3
14-nov	55	65	65	61.7
15-nov	150			150.0
16-nov	65	78	78	73.7
17-nov	59			59.0
18-nov	69	69	68	68.7
19-nov	58	59	59	58.7
20-nov	44	61	60	55.0
21-nov	150			150.0
22-nov	54	59	58	57.0
23-nov	63	64	64	63.7
24-nov	53	54	53	53.3
25-nov	64	65	65	64.7
26-nov	53			53.0
27-nov	150			150.0
28-nov	150			150.0
29-nov	150			150.0
30-nov	150			150.0
01-dic	150			150.0

Fecha	$\alpha 1$	$\alpha 2$	$\alpha 3$	α
02-dic	150			150.0
03-dic	150			150.0
04-dic	69	49		59.0
05-dic	77	78	70	75.0
06-dic	65	67	67	66.3
07-dic	50	66	65	60.3
08-dic	56	62		59.0
09-dic	57	57	65	59.7
10-dic	59	61	62	60.7
11-dic	49	50	50	49.7
12-dic	61	62	59	60.7
13-dic	150			150.0
14-dic	43	43	47	44.3
15-dic	47	37	36	40.0
16-dic	47	37	36	40.0
17-dic	57	57	60	58.0
18-dic	150			150.0
19-dic	150			150.0
20-dic	150			150.0
21-dic	81			81.0
22-dic	64			64.0
23-dic	64	63	68	65.0
24-dic	67	67	68	67.3
25-dic	67	67	68	67.3
26-dic	58	67	70	65.0
27-dic	61	61	62	61.3
28-dic	125			125.0
29-dic	48			48.0
30-dic	44	44	50	46.0
31-dic	44			44.0
01-ene	37	57	54	49.3
02-ene	56	56	57	56.3
03-ene	35	45	50	43.3
04-ene	64	60		62.0
05-ene	150			150.0
06-ene	125	125	50	100.0
07-ene	44	47		45.5
08-ene	40	45	45	43.3
09-ene	48	51	53	50.7
10-ene	41	48	125	71.3
11-ene	53	55	56	54.7
12-ene	47			47.0
13-ene	52	53	54	53.0
14-ene	43	45	46	44.7
15-ene	43	45	46	44.7
16-ene	50			50.0
17-ene	125	125	49	99.7
18-ene	52			52.0
19-ene	39	45	45	43.0
20-ene	51			51.0

Anexo N°2

Base Conceptual del Modelo Stowhas

1- Base con conceptual del modelo utilizado

1.1.- Balance de energía

El balance energético es la comparación de la energía que entra al manto de nieve con la que sale de él, más la que queda retenida, de tal forma que quedan definidos flujos que aportan calor y flujos de calor que salen del manto.

La ecuación por la que se rige el balance térmico en el modelo adoptado, supone equilibrio térmico en la interfase aire -nieve y es la siguiente:

$$Rn(T_o) + Hs(T_o) + LE(T_o) + S(T_o) = 0 \quad (1)$$

donde:

$Rn(T_o)$: Radiación neta (Ly/min).

$Hs(T_o)$: Flujo de calor sensible (Ly/min).

$LE(T_o)$: Flujo de calor latente (Ly/min).

$S(T_o)$: Conducción de calor al interior del manto (Ly/min).

T_o : Temperatura de interfase aire-nieve (°C).

La ecuación (1) se resuelve por el método de Newton, buscando el valor de T_o que la satisfaga. El valor de T_o encontrado puede ser mayor que 0 °C, lo que no tiene sentido físico y obliga a redefinir la ecuación como:

$$Rn(0) + Hs(0) + LE(0) + S(0) = Hex \quad (2)$$

donde Hex es un exceso de energía disponible para el derretimiento.

La solución de la ecuación anterior exige disponer de relaciones para evaluar cada uno de sus términos.

1.1.1- Cálculo de la radiación neta

El intercambio de calor en forma de radiación tiene dos elementos, los cuales son la radiación de onda corta y la de onda larga, que se calculan en forma separada considerando la naturaleza de cada uno de ellas.

- Radiación de onda corta.

La fuente de radiación de onda corta en este caso es únicamente el sol. El calor aportado por esta fuente al balance energético es calculado por el modelo, a través de múltiples relaciones teóricas y empíricas con las que se obtiene la radiación de onda corta incidente en el manto.

En general, para una superficie unitaria con pendiente i y una orientación Az de su línea de máxima pendiente, la radiación solar de onda corta incidente en ella esta dada por la siguiente relación:

$$R_{in} = ST\alpha \left(\frac{\bar{d}}{d} \right)^2 \{ \cos(Z)\cos(i) + \sin(Z)\sin(i)\cos(Azs - Az) \} \quad (3)$$

donde:

S : Constante solar o radiación unitaria en el borde exterior de la atmósfera.

T : Función dependiente de la transmisividad del aire.

α : Función dependiente de la nubosidad.

$\bar{d}$: Distancia media del sol a la tierra.

d : Distancia al sol en el momento del cálculo.

Z : Angulo zenital del sol.

Azs : Azimut del sol en el momento del cálculo.

R_{in} : Radiación solar incidente.

El producto de las funciones $T\alpha$ se calcula a través de una relación empírica obtenida por Espíldora y Stowhas, 1968 en la Cordillera de los Andes:

$$T\alpha = 0.798 \cdot e^{\left(\frac{-0.173P + K(1-N)}{\cos Z_0} \right)} \quad (4)$$

donde:

P : Presión de vapor del aire a 1.5 mts. sobre el manto.

K : Coeficiente de nubes. (Adimensional)

N : Fracción de horas de sol. (Adimensional)

Z_0 : Angulo zenital del sol al mediodía.

La ecuación (4) fue deducida suponiendo un valor $S = 1.95$ (ly/min), para la constante solar. La presión de vapor del aire P se calcula utilizando la ecuación de Clausius Clapeyron, en función de la temperatura y humedad relativa del aire.

El ángulo Zenital del sol al medio día se obtiene utilizando la ecuación de culminación del sol:

$$Z_o = \varphi - \delta \quad (5)$$

donde φ es la latitud del lugar y δ es la declinación del sol para el día de cálculo.

La expresión $\{\cos(Z) \cos(i) + \sin(Z) \sin(i) \cos(Azs - Az)\}$ (6)

es equivalente al coseno del ángulo de incidencia de la radiación sobre el manto. El valor de Z y de Az se calculan para cada balance a través de las siguientes relaciones astronómicas:

$$\cos(Z) = \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \cos(h) \quad (7)$$

donde h es el ángulo horario del sol que se obtiene mediante la siguiente relación:

$$h = 15 \times \text{HR} - 180^\circ \quad (8)$$

donde HR es la hora del día, en horas con fracción decimal.

La declinación del sol se obtiene por medio de una ecuación aproximada:

$$\sin \delta = \sin \left(23.45 \cdot \cos \left(\frac{2\pi(ID - 173)}{365} \right) \right) \quad (9)$$

donde ID es el número de días transcurridos en el año antes del día de cálculo.

Con las relaciones anteriores se conoce el ángulo zenital del sol. Los ángulos Az e "i" del manto son datos de entrada del modelo, luego sólo queda por conocer el azimut del sol, el que se obtiene a través de la siguiente ecuación:

$$\sin Azs = \cos(\delta) \sin(h) / \sin(Z) \quad (10)$$

De esta forma, el ángulo de incidencia A_i de la radiación solar sobre un plano cualquiera es determinado por el modelo:

$$\cos(A_i) = \{\cos(Z) \cos(i) + \sin(Z) \sin(i) \cos(Azs - Az)\} \quad (11)$$

- Radiación de onda larga.

La radiación de onda larga que intercambia la nieve con la atmósfera se calcula como la diferencia entre la absorbida y la emitida por el manto:

$$R_{lw} = R_{lwi} - R_{lwe} \quad (12)$$

donde R_{lw} es radiación de onda larga y los subíndices i y e significan incidente y emitida respectivamente. Para calcular el valor de cada término se recurre a la ley de Stephan:

$$R_{lw} = \epsilon \sigma T^4 \quad (13)$$

donde:

ϵ : Emisividad del cuerpo radiante. ($\text{cm}^2 \text{ } ^\circ\text{K}^3$)

σ : Constante de Bolzman : $0.8126 \text{ (1y/(min } ^\circ\text{K))}$.

T : Temperatura del cuerpo radiante en $^\circ\text{K}$.

Para R_{lwi} , la emisividad del aire se obtiene haciendo uso de la fórmula empírica de Brunt, que sostiene que la emisividad es función de la presión de vapor del aire, e :

$$\epsilon = (0.605 + 0.48 \int e) \quad (14)$$

de donde se obtiene que:

$$R_{lwi} = 0.8126 (0.605 + 0.48 \int e) T_{\text{aire}}^4 \quad (15)$$

Para la emisividad de la nieve se adoptó un valor constante e igual a 0.95.

Luego, la radiación de onda larga absorbida por el manto queda dada por:

$$R_{lw} = 0.8126 ((0.605 + 0.48 \int e) T_{\text{aire}}^4 - \epsilon_{\text{nieve}} T_{\text{nieve}}^4) \quad (16)$$

Esta ecuación rige para el caso particular en que no hay nubosidad. El caso general se reproduce corrigiendo la ecuación (15) de la siguiente forma:

$$R_{lw} = \sigma(\epsilon_{\text{aire}} T_{\text{aire}}^4 - \epsilon_{\text{nieve}} T_{\text{nieve}}^4) (1 - K_N) \quad (17)$$

K y N son un coeficiente dependiente del tipo de nubes, y fracción del día con sol respectivamente.

1.1.2- Albedo de la nieve.

Del total de radiación de onda corta incidente en el manto, una fracción de ésta es reflejada, de tal forma, que la radiación de onda corta que participa en el balance energético esta dada por:

$$R_{swn} = R_{in} (1 - a) \quad (18)$$

donde:

R_{swn} : Radiación de onda corta absorbida por el manto.

R_{in} : Radiación incidente.

a : Albedo de la nieve.

En vista de que el intercambio de calor superficial en el manto tiene lugar en el estrato superior de éste y no en la superficie propiamente tal, el modelo define el manto formado por dos capas: una capa activa constituida por el estrato superior del manto, en el cual se verifica el intercambio energético, y una capa pasiva formada por el resto del manto, que participa directamente solo en el balance de masas. De aquí que el albedo, que es una propiedad de la capa activa, depende de la densidad de ésta y del contenido de agua líquida.

$$a = \frac{.785 - .872 * \rho_n - \rho(.522 - .580\rho_n) - x_w(.713 - 1.313\rho_n) - .58x_w\rho_n^2}{0.9 - \rho_n} \quad (19)$$

donde:

ρ_n : Densidad de la nieve nueva.

x_w : Contenido de agua líquida de la capa activa.

ρ : Densidad media de la capa activa.

De los considerandos anteriores, resulta que la radiación neta que aparece en la ecuación (1) es la suma de las radiaciones de onda larga y corta absorbidas por la nieve, de tal manera que su expresión final es :

$$R_n = R_{in} (1-a) + R_{lwi} - R_{lwe} \quad (20)$$

Como se pudo apreciar en el desarrollo anterior, tanto la radiación de onda larga como la de onda corta dependen de las temperatura a que se hace referencia en la ecuación (2).

1.1.3- Flujos de calor sensible y latente

El intercambio turbulento de calor se calcula mediante las ecuaciones de analogía molecular:

$$\tau = \rho a \cdot Km \cdot \frac{\partial u}{\partial z} \quad (21)$$

$$H = \rho a \cdot Cp \cdot Kh \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \quad (22)$$

$$E = \rho a \cdot L \cdot Ke \cdot \frac{\partial q}{\partial z} \quad (23)$$

donde:

τ	: Esfuerzo tangencial.
H	: Flujo de calor sensible.
E	: Flujo de calor latente.
ρa	: Densidad del aire.
Cp	: Calor específico del aire a presión constante.
L	: Calor latente de vaporización.
u	: Velocidad del viento.
T	: Temperatura.
q	: Humedad específica del aire.
Km, Kh y Ke	: Constantes de difusividad de cantidad de movimiento, calor y masa respectivamente.

Las tres ecuaciones anteriores son para el caso especial de atmósfera neutra.

Para la velocidad del viento se asume un perfil logarítmico de acuerdo a la Ley de la Pared de Von Karman, introduciendo la rugosidad superficial de la nieve, como parámetro del modelo.

Para reproducir las condiciones no neutras de la atmósfera se introduce un factor de corrección ϕ_M , función del número de Richardson Ri , propuesto por Morgan, 1971 en las ecuaciones de intercambio turbulento.

El número de Richardson se calcula utilizando su definición expresada en forma de diferencias finitas:

$$Ri = \frac{g}{T} \frac{(T_z - T_o)}{(u_z - u_o)^2} (z - z_o) \quad (24)$$

Para este caso en particular $u_o = 0$ por la condición de perfil logarítmico impuesta a la velocidad del viento.

Las relaciones K_e/K_m y K_h/K_m han sido motivo de profundos estudios en los cuales se ha concluido, basándose en razones teóricas y experimentales, que son similares. El modelo usa las expresiones propuestas también por Morgan.

$$\frac{K_h}{K_m} = \frac{K_e}{K_m} = 1.13(1 + 95 \cdot Ri)^{-0.11} \quad \text{para } Ri > 0 \quad (25)$$

$$\frac{K_h}{K_m} = \frac{K_e}{K_m} = 1.13(1 + 60 \cdot Ri)^{-0.074} \quad \text{para } Ri < 0 \quad (26)$$

Respecto a P_a , se calcula mediante la ecuación de los gases perfectos.

Con las ecuaciones descritas y utilizando convenientemente los datos de entrada, se encuentran los flujos de calor latente y sensible en el sistema aire-nieve. Cabe recordar que la temperatura T_o es la incógnita de la ecuación.

1.1.4- Conducción de calor al interior del manto

Este flujo se estima expresando la ecuación que lo rige en forma de diferencias finitas:

$$S = \alpha \frac{(T_o - T_s)}{h} \quad (27)$$

donde:

S : Flujo al interior del manto. ($\text{cal}/\text{cm}^2 \text{ s}$).

T_s : Temperatura de la nieve, debiéndose tomar un valor representativo de ella. ($^{\circ}\text{C}$).

T_o : Temperatura de interfase. ($^{\circ}\text{C}$).

α : Conductividad térmica de la nieve. ($\text{cal}/\text{cm}^2 \text{ s } ^{\circ}\text{C}$).

h : Espesor de la capa activa. (cm).

Para la conductividad térmica de la nieve, el modelo utiliza una parábola ajustada a observaciones publicadas en estudios hechos por diversos investigadores:

$$\alpha = 0.0069 P^{2.04} + 8 \times 10^{-5} \quad (28)$$

donde P es la densidad de la capa activa.

Aparte de los flujos energéticos que participan en la ecuación (1) existen otros que actúan en forma independiente de la temperatura de interfase T_o . El modelo considera en este grupo el calor que el suelo aporta al manto y el calor entregado por las precipitaciones sobre la nieve.

1.1.5- Conducción de calor del suelo

Este flujo se calcula usando el gradiente de temperaturas entre la nieve y el suelo a una profundidad h_s , parámetro del modelo:

$$G_s = \alpha_s \frac{T_s - T_n}{h_s} \quad (29)$$

donde:

T_s : Temperatura del suelo, ($^{\circ}\text{C}$).

h_s : Espesor del estrato del suelo que aporta calor , (cm).

α_s : Conductividad térmica del suelo, ($\text{cal}/\text{cm}^2 \text{ s } ^{\circ}\text{C}$).

T_n : Temperatura de la nieve, ($^{\circ}\text{C}$).

G_s : Flujo de calor aportado por el suelo al manto, ($\text{cal}/\text{cm}^2 \text{ s}$).

1.1.6- Calor de la precipitación

El modelo original suponía que la precipitación de un día se distribuía uniformemente, con lo que las eventuales crecidas de origen pluvial, se amortiguaban enormemente. En la presente aplicación se ha supuesto una distribución horaria de acuerdo a la denominada distribución centrada de ENDESA.

1.1.6.1- Decisión entre nieve y lluvia.

La temperatura de la precipitación tiende a ser la temperatura de bulbo húmedo de las capas de aire que atraviesa. Considerando que durante una tormenta la humedad relativa del aire es muy alta, la temperatura de bulbo húmedo debe ser apenas inferior a la del aire. Por esta razón, en el modelo se ha considerado que la temperatura de la precipitación es:

$$T_p = T_a - 0.9 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

donde T_p y T_a son las temperaturas de la precipitación y del aire respectivamente. El valor 0.9 se tomó de un análisis de datos hechos por Seguel y Stowhas, 1985. Comparando el valor de T_p con $0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ se decide si se trata de lluvia o nieve.

1.1.6.2- Calor de la lluvia.

Dos diferentes situaciones deben ser consideradas en este caso:

a) Si el manto está seco y su temperatura es inferior a $0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ se supone que inicialmente toda la precipitación se congela y todo el calor es absorbido por el manto, de tal forma que:

$$H_p = (T_p C_w - T_n C_n + C_f) P \quad (30)$$

donde:

H_p : Calor aportado por la precipitación. ($\text{cal}/\text{cm}^2 \text{ s}$).

C_w : Calor específico del agua. ($\text{cal}/\text{gr } ^{\circ}\text{C}$).

C_n : Calor específico de la nieve. ($\text{cal}/\text{gr } ^{\circ}\text{C}$).

P : Precipitación, (cm).

C_f : Calor de fusión.

Los otros términos ya fueron previamente definidos.

b) Si el manto tiene agua líquida retenida, se supone que la precipitación incrementa el contenido de agua líquida del estrato activo, de aquí:

$$H_p = C_w T_p P \quad (31)$$

$$Y \quad W_c = W_{ci} + P \quad (32)$$

donde W_{ci} y W_c son el contenido de agua líquida existente en el manto de nieve antes y después de la precipitación.

1.1.6.3- Calor de la nieve.

El calor transferido en este caso puede ser aportado o absorbido por el manto, dependiendo de la diferencia de temperatura entre la nieve y la precipitación:

$$H_p = C_s (T_p - T_n) P \quad (33)$$

donde C_s es el calor específico de la nieve: $0.5 \text{ (cal gr}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1})$, y los otros términos ya fueron definidos.

Con las ecuaciones anteriores queda definido el traspaso de calor sensible y latente proveniente de la precipitación.

1.2- Balance de masas

1.2.1- Precipitación.

Después que el modelo decide si la precipitación es lluvia o nieve y considera los cambios térmicos que ésta produce en el sistema, considera los cambios en la masa del manto.

Precipitación en forma de nieve.

Una nevazón altera el equivalente en agua del manto y el espesor de éste. Como ya se adelantó el modelo considera dos capas, suponiendo que las alteraciones afectan directamente al estrato activo solamente. La nieve precipita con una densidad p_{nn} que se calcula por la fórmula propuesta por Rikhter, U.S. Corps of Engineers, 1956 función de la velocidad del viento y la temperatura del aire, u y T_a respectivamente:

$$p_{nn} = 0.0375 + 0.0006 u \quad \text{para } T_a < -4 \text{ }^{\circ}\text{C} \quad (34a.)$$

$$p_{nn} = 0.0855 + 0.0006 u + 0.012 T_a \quad \text{para } T \geq -4 \text{ }^{\circ}\text{C} \quad (34b.)$$

Esta densidad de la nieve recién caída, representa un incremento en el espesor del manto, que se computa de la siguiente forma:

$$\Delta H = \frac{P}{p_{nn}} \quad (35)$$

donde P: precipitación caída en el intervalo en consideración.

Precipitación en forma de lluvia.

En éste caso la precipitación produce alteraciones directamente sobre el contenido de agua líquida de la capa activa (W_c) y la densidad de ésta (ROS). Cuando el agua se congela, incrementa la densidad p de la nieve, lo que se calcula de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$p_2 = p_1 + \frac{P}{D} \quad (36)$$

donde D es el espesor de la capa activa y los subíndices 1 y 2 indican el estado inicial y final respectivamente.

El incremento en el agua líquida retenida puede ser tal que sature el estrato activo; en este caso el excedente de agua líquida es transferido y sumado al agua líquida retenida por el estrato pasivo.

1.2.2- Transferencia de masa entre el aire y la nieve.

La dirección del flujo de calor sensible que se obtiene en el balance de energía y la presencia de agua líquida en el estrato activo son los indicadores tomados por el modelo para establecer la forma de transferencia de masas en la superficie del manto. Las alternativas son evaporación, condensación, sublimación o congelación (escarcha).

Si la capa activa contiene agua líquida se supone que la masa se transferirá de forma líquida; si la nieve está por bajo 0 °C se transferirá masa sólida. El total de masa transferida está dado por:

$$E = \frac{Le}{L} \quad (37)$$

donde:

E : Masa transferida por unidad de tiempo (gr/s).

Le : Flujo de calor latente (cal/s).

L : Calor latente de vaporización o sublimación, (cal/gr).

La masa líquida transferida a través de la superficie de interfase participa en el balance de masas modificando el contenido de agua líquida retenida en el manto:

$$Wc2 = Wc1 - E \quad (38)$$

donde Wc : Contenido de agua líquida en la capa activa. Los subíndices 1 y 2 indican el estado inicial y final, respectivamente.

Además, este intercambio de masa significa una variación en el espesor de la capa activa, si la masa transferida es sólida:

$$D2 = D1 + \frac{E}{p} \quad (39)$$

Donde E es el total de masa transferida y p la densidad de la capa activa, o de la escarcha, en los casos de sublimación y congelación respectivamente.

1.3- Derretimiento.

El derretimiento de la nieve se produce cuando en el resultado del balance energético queda calor disponible para derretir. Cuando esto ocurre, el modelo considera que la nieve derretida se incorpora en forma de agua líquida al estrato activo. Si éste se satura, el excedente pasa a formar parte del agua retenida por la capa pasiva. En la capa activa, los estados inicial y final son modificados como lo indica la ecuación siguiente:

$$Wc2 = Wc1 + \frac{Hn \cdot \Delta t}{Cf} \quad (40)$$

donde Cf es el calor latente de fusión del hielo, el producto $Hn \cdot \Delta t$ es el total de calor disponible en el lapso Δt .

Para la expulsión del agua del manto el modelo compara el agua retenida en el estrato pasivo con la capacidad de retención de éste. Si hay saturación el excedente se convierte en derretimiento.

Paralelamente al proceso anterior, en el estrato inferior del manto se produce el derretimiento de fondo que se calcula en la siguiente ecuación:

$$Qs = \frac{G \cdot \Delta t}{Cf} \quad (41)$$

donde $G \Delta t$ es el total de calor aportado por el suelo en el lapso Δt y Cf es el calor latente de fusión del hielo.

1.4- Capacidad de retención de agua líquida.

Para evaluar la capacidad de retención de agua líquida el modelo utiliza una relación que considera el agua en tránsito por el manto:

$$WHC = \left(f(ps) + \frac{M}{V_s} \right) D \quad (42)$$

donde:

WHC : Capacidad de retención de agua del manto. (cm/cm)

f(ps): Función de la densidad de la nieve.

D : Espesor del estrato considerado. (cm)

M : Tasa de derretimiento. (cm/s)

Vs : Velocidad de filtración en la porosidad de la nieve. (cm/s)

La función f(ps) utilizada por el modelo está dada por:

$$f(p) = (0.3 - 0.75 \text{ ps}) \text{ ps } D \quad \text{para } ps < 0.38 \quad (43a.)$$

$$f(ps) = 0.0288 (0.9 - ps) \text{ ps } D \quad \text{para } ps > 0.38 \quad (43b.)$$

donde ps es la densidad de la nieve. Por último la velocidad de filtración Vs es estimada por la ecuación:

$$V_s = 4000 \text{ ps}^3 \quad (44)$$

1.5- Proceso de maduración o metamorfosis de la nieve.

Dos diferentes procesos incorpora el modelo para simular la maduración de la nieve : derretimiento y ciclos de congelación y, consolidación mecánica del manto.

1.5.1- Maduración debida al derretimiento.

Cuando el modelo calcula derretimiento en la capa activa se supone que el espesor de esta capa decrece en proporción al derretimiento total ocurrido:

$$D2 = D1 \cdot \frac{M}{ps} \quad (45)$$

donde:

D : Espesor de la capa activa.

M : Derretimiento en el estrato.

ps : Densidad de la nieve seca.

El modelo supone que la ablación de la capa pasiva se debe al derretimiento de fondo y que el espesor del estrato inferior es alterado por medio de una expresión idéntica a la anterior, solo cambiando M por Qs (derretimiento debido al calor aportado por el suelo).

Cuando el modelo predice congelamiento del agua líquida en un total de Wc cms., la densidad del estrato es modificada de acuerdo a la siguiente ley:

$$p2 = p1 + \frac{Wc}{D} \quad (46)$$

donde los subíndices 1 y 2 indican el estado inicial y final respectivamente. De aquí que después de una sucesión de procesos de congelamiento de la nieve, su espesor ha disminuido y su densidad se ha incrementando de acuerdo a las ecuaciones expuestas, tendiendo a la formación de neviza y finalmente hielo.

1.5.2- Compactación mecánica del manto.

La compactación mecánica se debe al mismo peso propio de la nieve que ejerce presión en sus estratos inferiores. El modelo utiliza la fórmula experimental de Yosida (6), que expresa la tasa de compactación en la siguiente ecuación:

$$p2 = p1 + \frac{p1 \cdot W \cdot \Delta t}{E \cdot e^{K \cdot p1}} \quad (47)$$

donde:

p : Densidad de la nieve.

t : Tiempo.

W : Peso soportado por la nieve.

E y k: Son constantes experimentales.

Los subíndices 1 y 2 indican el estado inicial y final respectivamente. El valor de E es 26,4 (grs.hr) y K: 21 (cm³/gr).

El incremento de la densidad trae como consecuencia una disminución del espesor del manto que está dado por la siguiente expresión:

$$D2 = D1 \cdot \frac{p1}{p2} \quad (48)$$

donde D es el espesor del estrato considerado y los subíndices representan el estado inicial y final respectivamente.

1.5.3- Predistribución de capas.

El modelo supone que el espesor de la capa activa es un valor finito y constante (en la calibración se obtuvieron 5 cms. como el valor que mejor reproduce el proceso de derretimiento), de tal forma que cualquier cambio en el espesor total del manto afecta solo al estrato pasivo. En el caso que el espesor total del manto es menor que el espesor definido para la capa activa, el modelo hace desaparecer la capa pasiva simulando el proceso con un solo estrato activo. De lo anterior se puede considerar el estrato activo como móvil, que cuando desciende adquiere propiedades del estrato pasivo y cuando asciende adquiere propiedades de la nieve recién caída. La densidad de ambos estratos se modifica en forma proporcional a la variación de espesor sufrida por el manto y a sus densidades.

2- Información de entrada y parámetros del modelo

Al iniciarse un período de simulación, el modelo requiere como datos de entrada los parámetros que definen las condiciones físicas iniciales del manto y los parámetros que permanecen invariables para cada proceso.

2.1- Condiciones iniciales del manto

Las condiciones físicas iniciales del manto están definidas por las siguientes variables:

1. Densidades.
2. Espesor del manto.
3. Contenido de agua líquida retenida.
4. Temperatura (promedio en el espesor).

Esta información, normalmente no está disponible. De las aplicaciones hechas con el modelo, se observó que su incidencia es importante sólo en los primeros intervalos de simulación, tendiendo posteriormente estas variables a un equilibrio con las condiciones ambientales.

Por estos motivos, y como una manera de simplificar el uso del modelo, se adoptaron los siguientes criterios para la definición de las condiciones iniciales.

2.1.1- Densidades

Como se adelantó en acápite anteriores, es necesario entregar como datos la densidad de los dos estratos que considera el modelo:

Ros y Rosp son la densidad de la capa activa y pasiva respectivamente. Normalmente la densidad de la capa pasiva es mayor que la de la activa debido al proceso de maduración descrito y a que la nieve precipita sobre la capa activa con una densidad muy baja. Las unidades que requieren el modelo para este dato son (grs/cm³).

En las aplicaciones de síntesis de escorrentía, se adoptó como densidades iniciales, en caso de haber nieve existente, los valores de 0.3 y 0.4 para las capas activa y pasiva respectivamente.

Como se explica más adelante, en la adaptación para pronóstico, se calibra el valor de la densidad de la capa activa.

2.1.2- Espesor del manto

El espesor inicial del manto (TOTDEP (cm)) basta para definir la geometría de éste, ya que la separación de capas la hace el modelo en forma interna, y realiza el balance en un manto de superficie unitaria.

En las aplicaciones de síntesis de escorrentía, se requiere proporcionar los espesores de nieve iniciales de cada banda.

En la adaptación para pronóstico en crecidas, se calibra el valor del espesor de la primera banda, adoptando una ley lineal del aumento del espesor con la altura, deducido de la relación entre espesores observada en las aplicaciones de síntesis.

2.1.3- Contenido de agua líquida y temperatura inicial.

Respecto a estas variables, para los procesos calibración y síntesis, que comienzan a principios del año hidrológico, se adoptó una nieve inicial isotérmica a -1°C . Para los procesos de pronóstico, se adoptó una nieve en punto de fusión, pero sin contenido de agua líquida.

2.2- Condiciones iniciales de escorrentía

Para todas las aplicaciones del modelo las condiciones iniciales de escorrentía las evalúa el modelo a partir de la información respecto al caudal medio diario del día de inicio del período de simulación o pronóstico.

2.3- Datos de entrada al modelo

Los datos de entrada al modelo corresponden a las características físicas y geomorfológicas que definen e identifican la cuenca, a información meteorológica a nivel diario y a estadísticas de caudales medios diarios en la sección de salida de la cuenca.

2.3.1- Características geomorfológicas

La información de carácter físico y geomorfológico que debe suministrarse al modelo es la siguiente:

1. Tamaño y cota media de cada banda.
2. Pendiente y orientación del terreno en cada banda.
3. Altura de medición de las variables meteorológicas.
4. Presión estándar del lugar.
5. Latitud media de la cuenca.
6. Características térmicas del suelo.
7. Rugosidad superficial de la nieve.
8. Cota de la estación base termométrica.

- **Pendiente y orientación del manto**

El modelo original sólo consideraba el balance energético sobre una superficie horizontal. Considerando que la mayor de las fuentes de calor que participan en el balance energético es la radiación de onda corta, se vio la posibilidad de afinar su cálculo, por la vía de introducir como variable al modelo la orientación y la pendiente del manto. Ambos parámetros se expresan en grados; la orientación se mide a partir del Norte y corresponde al azimut de la línea de máxima pendiente del manto. Estos ángulos corrigen el ángulo de incidencia de la radiación solar sobre el manto de nieve.

Altura de medición de las variables meteorológicas.

Este parámetro se necesita para calcular los gradientes de temperatura y humedad relativa; además, define el perfil logarítmico de velocidad del viento. Normalmente se usa $H_{ref} = 150$ cms., que corresponde a la altura a que se instalan los instrumentos meteorológicos.

- **Presión estándar del lugar.**

Como se pudo apreciar en los puntos anteriores, son muchas las ecuaciones que dependen de la presión atmosférica del lugar. Considerando que las variaciones porcentuales de estas variables son pequeñas, el modelo utiliza la presión estándar, con el objeto de simplificar la entrada de datos y hacerla más versátil.

- **Latitud del lugar.**

El modelo calcula la radiación de onda corta en base a relaciones astronómicas que dependen de la latitud, la cual debe ser ingresada al modelo expresada en grados y con su signo.

- **Características térmicas del suelo.**

El suelo es una de las fuentes de calor que considera el modelo, aunque normalmente la más pequeña de todas. Por esto es que el tratamiento que recibe ésta fuente es tan simplificado. Los datos necesarios son: Temperatura del suelo (T_s) a una profundidad D_{eps1} (espesor del estrato del suelo que aporta calor) y la conductividad térmica de éste (T_{csoil}).

Para estas características se adoptaron los valores obtenidos en la calibración original del modelo en Farellones.

- **Rugosidad superficial.**

La rugosidad a considerar en este caso es similar a la rugosidad de Nikuradse para el escurrimiento de agua en canales y tuberías. En este caso la rugosidad de la nieve actúa sobre el viento formando una capa límite de momentum, calor y masa. Esta rugosidad (Z_{zero}) permanece constante durante el proceso de simulación. Se adoptó un valor $Z_o = 0.5$ cm.

Para los propósitos del modelo las características anteriormente mencionadas permanecen constantes durante la simulación. Junto con la definición de cada banda, se escogió integrarlos al programa principal por medio de sentencias DATA.

2.3.2- Variables meteorológicas.

Después de inicializar el modelo e indicar el número de días a simular ($Perds$), el modelo necesita los datos que definen las condiciones meteorológicas horarias. Como se mencionara anteriormente, debido a las limitaciones en la información disponible, y respaldado por un análisis de sensibilidad hecho al modelo por Luna, 1982, éste se programó en definitiva en base a información diaria.

Los datos en referencia son:

1. Coeficiente de nubes.
2. Fracción del día con sol.
3. Velocidad del viento.
4. Temperatura del aire máxima y mínima del día.
5. Humedades relativas del aire máxima y mínima.
6. Precipitación.

- **Coeficiente de nubosidad y fracción del día con sol.**

En el cálculo de la radiación neta aparece un factor para considerar el afecto de la nubosidad sobre esta fuente de calor. El coeficiente de nubes varía entre 0 y 1, siendo adimensional; le corresponde el valor cero, cuando no hay nubes, o si las hay, son totalmente transparentes.

La fracción del día con sol tiene el mismo rango de variación, vale cero cuando está todo el día nublado y vale uno en el caso opuesto.

El coeficiente de nubes y la fracción del día con sol son variables de entrada necesarias para estimar la radiación solar de onda corta. Ambos datos se mantienen constantes durante el día.

- **Velocidad del viento.**

Esta variable debe ser entrada al modelo como promedio diario en unidades de Km/h.

- **Temperatura del aire máxima y mínima diarias.**

La temperatura del aire durante el día tiene una curva característica, aunque no exacta. El modelo reconstruye esta curva a través de un histograma de temperaturas que definen las temperaturas máxima y mínima del día. Este hecho evita la engorrosa necesidad de entrar como datos, observaciones horarias de temperaturas. La unidad de entrada al modelo es °C.

La variación en altura de las temperaturas las distribuye el modelo suponiendo un gradiente térmico constante de acuerdo a la expresión

$$T_z = T_{ref} + GRT * (Z - Z_{base})$$

donde

- Z : Cota de la banda,
- Zbase : Cota de la estación termométrica.
- Tref : Temperatura horaria adoptada para la estación termométrica.
- GRT : Gradiente térmico, parámetro del modelo.
- Tz : Temperatura horaria en la banda.

- **Humedades relativas máximas y mínimas.**

Igual que para las temperaturas, el modelo construye un histograma de humedades, por idénticas razones. Ambas humedades pueden ser entradas en % ó en o/1.

- **Precipitación diaria.**

El tratamiento de la precipitación es similar al de la temperatura. El dato de entrada es el total diario, suponiendo el modelo que la precipitación se distribuye en forma horaria de acuerdo a la distribución centrada de ENDESA. La unidad de entrada de la precipitación al programa de computación es mm.

La variación en altura de las precipitaciones las distribuye el modelo suponiendo un gradiente de precipitaciones con la altura, estimando la precipitación en cada banda de acuerdo a la expresión

$$P(z) = P * FP(z)$$

donde

P : Precipitación horaria adoptada por el modelo en la estación pluviométrica base.

FP(z) : Factores de precipitación de cada banda, parámetros del modelo.

2.3.3- Estadística fluviométrica

Tanto para las etapas de calibración como de pronóstico, el modelo debe ser alimentado con estadísticas de caudales medios diarios en la sección de salida de la cuenca.

2.4- Resumen de parámetros

De la descripción conceptual del modelo utilizado se desprende que el submodelo de derretimiento de nieves prácticamente no tiene parámetros a calibrar, habiéndose adoptado los valores utilizados en la calibración de la versión original en La Parva, Farellones para algunas de las características físicas no disponibles.

Todos los parámetros considerados corresponden a la distribución espacial de las variables meteorológicas y al submodelo de transformación del derretimiento o precipitación en escorrentía.

En definitiva, el modelo cuenta con 10 parámetros, los cuales son:

GRT : Gradiente vertical de temperatura del aire [$^{\circ}\text{C}/\text{m}$].

CK : Coeficiente de descarga de embalse lineal por banda.

FRAC : Fracción del derretimiento que se incorpora al suelo y no escurre superficialmente.

HMAX : Espesor del manto bajo el cual la cobertura de nieve es parcial.

HSMAX: Capacidad de retención de agua en el suelo. Valor umbral sobre el cual el exceso de agua en el suelo percola. [cm]

FP(i): Factores de precipitación por banda, donde $i = 1, 2, 3, 4$.

PENDIENTE: Pendiente media de las bandas, en grados.

Anexo N°3
DATOS INGRESADOS A MODELO STOWHAS

Año 2005

Día	Tmáxima	Tmínimo	Precipitación	Evaporación	Fracción sol	V. Viento	H. Relativa Max	H. Relativa Min
122	18	8.2	0	4.7	0.33	451	15	10
123	12	6.5	0	4.7	0.33	451	25	10
124	6.5	0	4.1	4.6	0.33	451	70	20
125	3.3	-3.2	3.7	4.6	0.33	451	70	25
126	5	1.6	0	4.5	0.33	451	61	19
127	6	0	0	4.5	0.33	451	38	16
128	9	1	1	4.4	0.33	451	45	10
129	10.2	-0.6	1	4.4	0.33	451	70	12
130	9.4	-0.4	9.4	4.3	0.33	451	72	20
131	3.1	-3	30.4	4.3	0.33	451	70	12
132	7.2	-3.5	0	4.2	0.33	451	23	10
133	6.8	2.7	0	4.2	0.33	451	29	12
134	4.5	2	1.7	4.1	0.33	451	71	28
135	1	-3.8	33.1	4.1	0.33	451	71	65
136	-1.5	-6.4	1.3	4	0.33	451	62	15
137	2.6	-6.6	0	4	0.33	451	45	10
138	-0.5	-6	0	3.9	0.33	451	45	20
139	0.5	-5.6	28.7	3.9	0.33	451	100	18
140	1	-9.8	9.9	3.9	0.33	451	100	20
141	-2.2	-9.2	0	3.8	0.33	451	30	10
142	3	-6.3	0	3.8	0.33	451	13	10
143	4.5	0	0.7	3.7	0.33	451	58	11
144	-2.5	-4.6	53.5	3.7	0.33	451	72	50
145	-1.2	-6	1	3.7	0.33	451	48	19
146	4.5	-2.5	1.7	3.6	0.33	451	45	10
147	3.5	-3.2	24.5	3.6	0.33	451	80	20
148	5.5	-1.5	22.1	3.5	0.33	451	65	20
149	5.5	0.5	5.1	3.5	0.33	451	65	15
150	6	0.5	2.7	3.5	0.33	451	53	10
151	9.2	1.9	0	3.4	0.33	451	15	10
152	10.2	4	0	3.4	0.24	449	13	10
153	9	4.5	0	3.4	0.24	449	30	10
154	4.8	1	1	3.3	0.24	449	50	30
155	4.7	-0.5	0	3.3	0.24	449	40	10
156	4.6	-1.8	0	3.3	0.24	449	20	10
157	9.8	-0.9	0	3.3	0.24	449	20	10
158	9.6	3.6	0	3.2	0.24	449	15	10
159	7.5	2	0	3.2	0.24	449	60	10
160	9.6	3.5	0	3.2	0.24	449	30	15
161	6.6	0.1	23.5	3.1	0.24	449	100	20
162	2.3	-1.8	91.3	3.1	0.24	449	100	60
163	1.6	-3	19.5	3.1	0.24	449	100	20
164	3.2	-2	46.5	3.1	0.24	449	100	30
165	-1.8	-5	48.5	3	0.24	449	100	70
166	-1	-3	44.9	3	0.24	449	100	95
167	-1	-7	52.58	3	0.24	449	100	98
168	0.5	-1.9	3.7	3	0.24	449	100	80
169	4.5	0	16.8	3	0.24	449	100	80
170	1.5	-0.6	64.9	2.9	0.24	449	100	98
171	3.5	-0.5	11.5	2.9	0.24	449	100	50
172	5.3	1	0	2.9	0.24	449	100	35
173	5.1	-0.8	12.2	2.9	0.24	449	100	47
174	5.4	1.4	0	2.9	0.24	449	55	30
175	8	3	0	2.9	0.24	449	40	25
176	6.4	1.8	0	2.8	0.24	449	60	35
177	4.5	-0.8	0	2.8	0.24	449	55	32
178	7.2	-0.6	7.8	2.8	0.24	449	100	28
179	1.5	-1.5	135.2	2.8	0.24	449	100	98
180	3	-1	61.9	2.8	0.24	449	100	80
181	2.6	-1	0.7	2.8	0.24	449	66	40
182	7.6	2.2	0	2.8	0.24	471	50	30
183	4.5	1	0	2.8	0.28	471	30	20
184	0.3	-3.8	43.6	2.8	0.28	471	100	29
185	2.3	-3.2	0	2.8	0.28	471	60	30
186	2.8	-6.8	0	2.8	0.28	471	30	24
187	6.5	-4.3	0	2.8	0.28	471	25	18

Día	Tmáxima	Tmínimo	Precipitación	Evaporación	Fracción sol	V. Viento	H. Relativa Max	H. Relativa Min
188	8.5	2.8	0	2.7	0.28	471	48	20
189	8.8	0.3	0	2.7	0.28	471	50	25
190	7	0	0	2.7	0.28	471	40	20
191	9.2	3.4	0	2.7	0.28	471	30	20
192	8.6	5	0	2.7	0.28	471	30	22
193	9.4	4.8	0	2.7	0.28	471	30	15
194	5.8	-1.6	0	2.7	0.28	471	60	21
195	2.3	-4.2	0	2.7	0.28	471	70	40
196	-3	-8.5	2.3	2.8	0.28	471	100	65
197	-3	-10.2	0	2.8	0.28	471	95	45
198	-2.5	-9.5	0	2.8	0.28	471	65	30
199	-1	-7	0	2.8	0.28	471	60	20
200	2.9	-4.6	0	2.8	0.28	471	30	15
201	4.8	-3	0	2.8	0.28	471	30	15
202	0.6	-5.8	0	2.8	0.28	471	100	20
203	0.2	-9.5	0	2.8	0.28	471	40	25
204	3.1	-6.2	0	2.8	0.28	471	30	20
205	2.7	-4.6	0	2.8	0.28	471	30	20
206	3.2	-3.7	0	2.8	0.28	471	30	22
207	5.2	-1.2	0	2.8	0.28	471	25	15
208	6.5	0	0	2.9	0.28	471	30	15
209	8.2	2	0	2.9	0.28	471	35	22
210	7.4	3.8	0	2.9	0.28	471	35	25
211	8.5	3.2	0	2.9	0.28	471	35	20
212	3.4	-0.2	0	2.9	0.28	471	40	29
213	4.5	0.5	0	2.9	0.28	476	50	25
214	3.4	-1.5	68.4	3	0.29	476	100	50
215	5.5	0	33.9	3	0.29	476	100	50
216	6.5	0.3	4.2	3	0.29	476	90	35
217	7.4	0.4	9.9	3	0.29	476	100	19
218	1.4	-6.3	59.8	3	0.29	476	100	40
219	7.9	-3.2	0	3.1	0.29	476	30	22
220	9	2.6	0	3.1	0.29	476	30	22
221	9.5	3	0	3.1	0.29	476	30	25
222	9.6	4.5	0	3.1	0.29	476	30	20
223	10	5.3	0	3.2	0.29	476	35	20
224	9.5	4.3	0	3.2	0.29	476	45	20
225	10	4.2	0	3.2	0.29	476	45	25
226	5	-0.6	26.1	3.2	0.29	476	100	35
227	4.8	-1	7.1	3.3	0.29	476	95	35
228	6.4	-0.6	2.6	3.3	0.29	476	95	35
229	-1.8	-4	66.6	3.3	0.29	476	100	45
230	3.8	-5.7	0	3.4	0.29	476	50	20
231	6.6	2.5	0	3.4	0.29	476	30	15
232	8.7	2.4	0	3.4	0.29	476	25	15
233	8	2.5	0	3.5	0.29	476	35	20
234	7	0	0	3.5	0.29	476	45	25
235	1.6	-4	21.1	3.5	0.29	476	100	45
236	1.8	-4.5	14.1	3.6	0.29	476	100	50
237	6.5	-5.2	0	3.6	0.29	476	45	15
238	7.6	3.4	0	3.6	0.29	476	90	15
239	3.8	-1.8	31.9	3.7	0.29	476	100	50
240	1	-2.9	78.5	3.7	0.29	476	100	85
241	-2.3	-7.2	132	3.7	0.29	476	100	95
242	-4	-9	44.1	3.8	0.29	476	100	50
243	-3.5	-10.5	9.1	3.8	0.29	476	90	70
244	-3.8	-11.5	0	3.9	0.44	470	70	40
245	0.6	-12.4	0	3.9	0.44	470	55	15
246	4.5	-3.9	1.4	4	0.44	470	60	25
247	-3	-5.5	30.9	4	0.44	470	100	45
248	0.5	-6	3.4	4	0.44	470	80	30
249	3	-2.4	32.4	4.1	0.44	470	100	55
250	7.5	1	0	4.1	0.44	470	60	35
251	9	3	0	4.2	0.44	470	45	25
252	6.5	0.5	0	4.2	0.44	470	80	40
253	3.2	-4.5	41.2	4.3	0.44	470	100	50
254	-3.2	-12.5	23	4.3	0.44	470	100	65
255	-1	-12.9	0	4.4	0.44	470	60	30
256	3.7	-8.1	0	4.4	0.44	470	45	25

Día	Tmáxima	Tmínimo	Precipitación	Evaporación	Fracción sol	V. Viento	H. Relativa Max	H. Relativa Min
257	6	-5	0	4.5	0.44	470	70	20
258	2.4	-8.4	0	4.5	0.44	470	50	15
259	7.5	-4.2	0	4.5	0.44	470	40	18
260	7.5	-2.8	0	4.6	0.44	470	40	20
261	6.5	-2	0	4.6	0.44	470	42	20
262	7.8	-1.1	0	4.7	0.44	470	35	20
263	10.5	1	0	4.7	0.44	470	40	18
264	9.7	3	0	4.8	0.44	470	45	25
265	8.9	2.2	0	4.9	0.44	470	46	25
266	8.5	0.3	0	4.9	0.44	470	83	36
267	2.6	-3	1	5	0.44	470	76	47
268	6.2	-4.2	0	5	0.44	470	53	23
269	4.5	-2.8	0	5.1	0.44	470	53	25
270	7.8	-0.8	0	5.1	0.44	470	42	28
271	10.2	0.3	0	5.2	0.44	470	75	18
272	4.6	-3.5	0	5.2	0.44	470	100	40
273	2	-5.2	3	5.3	0.44	470	100	55
274	8.2	-1.6	0	5.3	0.44	513	50	10
275	11.5	3.5	0	5.4	0.48	513	60	15
276	5.6	-2.5	0	5.4	0.48	513	100	50
277	5	-4.5	5.1	5.5	0.48	513	100	15
278	3	-8.9	1.02	5.6	0.48	513	100	30
279	7.4	0	0	5.6	0.48	513	50	20
280	8.4	0	0	5.7	0.48	513	70	30
281	7.4	-1.6	0	5.7	0.48	513	50	15
282	10	0.4	0	5.8	0.48	513	40	25
283	10.5	3.3	0	5.8	0.48	513	55	25
284	10.8	3.5	0	5.9	0.48	513	50	25
285	12.4	4.3	0	6	0.48	513	50	30
286	12.1	2.9	0	6	0.48	513	40	30
287	9.2	1.9	0	6.1	0.48	513	60	30
288	13	2	0	6.1	0.48	513	65	28
289	8.4	1	0	6.2	0.48	513	90	30
290	9.5	0	0	6.3	0.48	513	70	25
291	11	-2	0	6.3	0.48	513	50	21
292	11	-2	0	6.4	0.48	513	33	27
293	13	0	0	6.4	0.48	513	43	24
294	11.2	4.7	0	6.5	0.48	513	82	32
295	11.5	4	0	6.5	0.48	513	83	24
296	10	3	0	6.6	0.48	513	50	20
297	6	1	0	6.7	0.48	513	70	30
298	2	-2.2	0	6.7	0.48	513	95	45
299	3.5	-1	0	6.8	0.48	513	87	25
300	5	-1	0	6.8	0.48	513	81	25
301	4.5	-1.5	0	6.9	0.48	513	80	25
302	2	-4	0	7	0.48	513	95	39
303	5.1	-4	0	7	0.48	513	30	15
304	8	0	0	7.1	0.48	513	40	20
305	13	4	0	7.1	0.58	558	54	24
306	14	4	0	7.2	0.58	558	62	28
307	13	3.8	0	7.2	0.58	558	64	21
308	10	3.5	0	7.3	0.58	558	82	21
309	12	4	0	7.4	0.58	558	80	23
310	12	4.5	0	7.4	0.58	558	50	26
311	14	5	0	7.5	0.58	558	60	26
312	14	5.8	0	7.5	0.58	558	60	20
313	15	9	0	7.6	0.58	558	42	23
314	17	8	0	7.6	0.58	558	54	25
315	15	6	0	7.7	0.58	558	49	21
316	13	7	0	7.8	0.58	558	70	23
317	13	6	0	7.8	0.58	558	75	24
318	13	5	0	7.9	0.58	558	65	23
319	13	4	0	7.9	0.58	558	55	25
320	14.2	1	0	8	0.58	558	60	22
321	12	4	0	8	0.58	558	57	26
322	11	6.5	0	8.1	0.58	558	62	35
323	14.2	-1	0	8.1	0.58	558	56	21
324	17	6	0	8.2	0.58	558	59	20
325	17	8	0	8.2	0.58	558	70	22

Día	Tmáxima	Tmínimo	Precipitación	Evaporación	Fracción sol	V. Viento	H. Relativa Max	H. Relativa Min
326	16	7	0	8.3	0.58	558	69	28
327	15	6	0	8.3	0.58	558	94	26
328	5.9	-2.2	5.6	8.4	0.58	558	99	33
329	14.8	0.8	0	8.4	0.58	558	33	17
330	17	1	0	8.5	0.58	558	38	23
331	15.8	8.3	0	8.5	0.58	558	85	24
332	12.5	7	0	8.6	0.58	558	91	32
333	12	4.8	0	8.6	0.58	558	82	32
334	11	3.9	0	8.7	0.58	558	84	26
335	12	3.8	0	8.7	0.59	581	62	23
336	15.5	4	0	8.7	0.59	581	64	14
337	14	7	0	8.8	0.59	581	76	33
338	12	2	0	8.8	0.59	581	100	16
339	9	2.7	0	8.9	0.59	581	75	29
340	9.2	2	0	8.9	0.59	581	88	20
341	14	4.5	0	9	0.59	581	65	18
342	11	5.5	0	9	0.59	581	71	29
343	11	5	0	9	0.59	581	60	36
344	17	6	0	9.1	0.59	581	47	22
345	21	7	0	9.1	0.59	581	44	14
346	22	10	0	9.1	0.59	581	64	16
347	18.5	8	0	9.2	0.59	581	89	29
348	18	9	0	9.2	0.59	581	80	13
349	19	9	0	9.2	0.59	581	79	14
350	18	10	0	9.3	0.59	581	91	20
351	16.5	9.5	0	9.3	0.59	581	64	18
352	18	8	0	9.3	0.59	581	80	19
353	16	7.5	0	9.4	0.59	581	80	20
354	16.5	8.4	0	9.4	0.59	581	81	28
355	18	8.3	0	9.4	0.59	581	72	16
356	14	14	0	9.4	0.59	581	88	45
357	16	8.9	0	9.5	0.59	581	65	15
358	17	9	0	9.5	0.59	581	71	23
359	18	8	0	9.5	0.59	581	61	17
360	18	8.5	0	9.5	0.59	581	81	21
361	17.5	8.5	0	9.5	0.59	581	80	40
362	14	8.5	0	9.5	0.59	581	95	34
363	15.5	9	0	9.6	0.59	581	79	24
364	15	7	0	9.6	0.59	581	85	35
365	15	7	0	9.6	0.59	581	95	22
366	15.1	8.5	0	9.6	0.59	581	93	25
1	14	7.7	0	10.7	0.66	606	77	30
2	15.2	7	0	10.7	0.66	606	65	21
3	17	7	0	10.7	0.69	606	75	20
4	16.1	10	0	10.7	0.69	606	74	27
5	17	11	0	10.7	0.7	606	73	37
6	18	11.2	0	10.7	0.7	606	94	43
7	16.5	7	0	10.7	0.7	606	96	33
8	19.1	10	0	10.7	0.7	606	78	16
9	15.3	11	0	10.6	0.7	606	46	22
10	17.1	10	0	10.6	0.7	606	60	20
11	18	8.5	0	10.6	0.7	606	85	29
12	18.3	9.5	0	10.6	0.68	606	87	19
13	18.1	10.1	0	10.6	0.69	606	51	30
14	16.7	9.9	0	10.6	0.69	606	71	26
15	17.3	8.7	0	10.5	0.69	606	68	19
16	19.5	8.5	0	10.5	0.69	606	40	14
17	18.7	9.5	0	10.5	0.68	606	67	32
18	15.7	90	0	10.5	0.56	606	91	47
19	14.3	9	1.6	10.4	0.43	606	90	36
20	16.3	8.2	8.1	10.4	0.5	606	92	29
21	16.1	8.2	12.2	10.4	0.48	606	90	41
22	13.5	8	0	10.3	0.17	606	81	45
23	16.1	7.8	12	10.3	0.39	606	85	29
24	16.5	8	0	10.3	0.67	606	75	30
25	21.8	9	0	10.2	0.68	606	60	18
26	20.9	12	0	10.2	0.67	606	49	24
27	20.6	12	0	10.2	0.66	606	51	24
28	20.8	13	0	10.1	0.64	606	68	24

Día	Tmáxima	Tmínimo	Precipitación	Evaporación	Fracción sol	V. Viento	H. Relativa Max	H. Relativa Min
29	19.7	13	0	10.1	0.62	606	66	30
30	19.6	12	0	10	0.49	606	75	40
31	20	11	0	10	0.67	606	79	26
32	20	12	0	10	0.7	593	65	20
33	20.1	12.1	0	9.9	0.7	593	58	25
34	17.7	9.8	0	9.9	0.7	593	90	29
35	17.4	9.7	0	9.8	0.7	593	76	17
36	19.4	7.2	0	9.8	0.7	593	60	13
37	18.4	9	0	9.7	0.7	593	89	24
38	16.2	7	0	9.7	0.7	593	95	19
39	16.8	8.5	0	9.6	0.7	593	19	89
40	18.6	10.7	0	9.6	0.61	593	60	15
41	20.7	14	0	9.5	0.69	593	65	26
42	17.5	11	0	9.5	0.61	593	78	43
43	16.5	8.5	2.2	9.4	0.47	593	95	44
44	17.8	9.5	0	9.4	0.53	593	90	23
45	13.7	8	4.8	9.3	0.24	593	94	55
46	12.6	7.3	15.2	9.3	0.07	593	95	56
47	16	7.8	0.2	9.2	0.62	593	85	33
48	17.7	9.8	0	9.2	0.59	593	90	34
49	17.6	10.8	0.5	9.1	0.54	593	90	35
50	17.7	9.5	0	9	0.68	593	95	30
51	18.7	9.8	0	9	0.68	593	81	20
52	18	8.9	0	8.9	0.68	593	74	20
53	12.7	8	0	8.9	0.69	593	86	40
54	17.5	7.5	0	8.8	0.69	593	53	12
55	17.9	8.9	0	8.8	0.67	593	70	15
56	17.3	9	0	8.7	0.67	593	85	26
57	14	6.8	0	8.6	0.36	593	86	32
58	13.3	6	0	8.6	0.41	593	82	35
59	12.2	5.3	0	8.5	0.31	593	79	36
60	12	5.3	0	8.5	0.44	546	75	40
61	8.8	3.9	0	8.4	0.44	546	90	31
62	16.4	4	0	8.3	0.69	546	55	11
63	18.6	8.5	0	8.3	0.69	546	43	13
64	16.9	9.5	0	8.2	0.69	546	49	20
65	16	8.6	0	8.1	0.67	546	51	25
66	17.4	8.5	0	8.1	0.38	546	61	28
67	15.5	6.3	0	8	0.65	546	65	22
68	17.7	8.8	0	8	0.56	546	50	15
69	15.4	7.5	0	7.9	0.48	546	89	22
70	17.8	8	0	7.8	0.65	546	59	14
71	16.9	10	0	7.8	0.63	546	79	17
72	14.1	6.8	0	7.7	0.65	546	83	40
73	15.3	7	0	7.6	0.61	546	85	24
74	15.4	3.5	0	7.6	0.62	546	99	28
75	14.7	4.8	0	7.5	0.62	546	90	10
76	20.7	6.5	0	7.4	0.62	546	40	15
77	17	10.3	0	7.4	0.62	546	38	13
78	16.8	9.7	0	7.3	0.61	546	50	27
79	15.4	7.8	0	7.3	0.61	546	65	28
80	17	8.3	0	7.2	0.61	546	60	26
81	16.5	8.5	0	7.1	0.61	546	54	21
82	15.2	8.3	0	7.1	0.6	546	74	22
83	15.2	8.3	0	7	0.55	546	56	29
84	17.7	8.7	0	6.9	0.6	546	40	12
85	16	8.4	0	6.9	0.6	546	40	23
86	15.5	8.5	0	6.8	0.6	546	45	26
87	17.1	8.4	0	6.7	0.6	546	40	21
88	16.9	8.9	0	6.7	0.6	546	61	23
89	15.2	7.9	0	6.6	0.6	546	60	31
90	15.3	7.5	0	6.5	0.6	546	60	39
91	18.2	9.9	0	6.5	0.6	460	62	21
92	14	8.2	0	6.4	0	460	75	47
93	15.3	8	0	6.4	0.65	460	59	39
94	16	7.7	0	6.3	0.65	460	54	27
95	15	7.8	0	6.2	0.65	460	48	30
96	15	7.7	0	6.2	0.65	460	70	20
97	11.7	4.7	0	6.1	0.58	460	79	33

98	15.2	5.3	0	6	0.62	460	40	16
99	15	7.5	0	6	0.58	460	39	21
100	13	6	0	5.9	0.53	460	50	30
101	13.8	7	0	5.9	0.53	460	51	14
102	9.3	3	0	5.8	0.13	460	65	34
103	2	-1.5	30.7	5.7	0	460	99	55
104	8	-3.3	0	5.7	0.53	460	97	14
105	9.6	1.4	0	5.6	0.53	460	31	13
106	14.4	2.4	0	5.6	0.53	460	25	10
107	16.8	6.4	0	5.5	0.53	460	20	12
108	12.4	7.4	0	5.4	0	460	28	16
109	14	3.7	0	5.4	0.04	460	80	19
110	11.7	2	3.4	5.3	0.45	460	93	31
111	16.7	7	0	5.3	0.52	460	34	20
112	18.5	8	0	5.2	0.53	460	32	13
113	18.5	11	0	5.2	0.52	460	36	14
114	16.2	8.9	0	5.1	0.51	460	46	20
115	17.6	8.4	0	5	0.5	460	30	18
116	20	11	0	5	0.5	460	18	16
117	16	11.5	0	4.9	0.51	460	70	21
118	15.4	7.8	0	4.9	0.51	460	54	30
119	15	8.8	0	4.8	0.09	460	30	18
120	16.7	9.3	0	4.8	0.5	460	30	21
121	17.2	8.8	0	4.7	0.5	460	35	19

Año 2008

Día	Tmáxima	Tmínimo	Precipitación	Evaporación	Fracción sol	V. Viento	H. Relativa Max	H. Relativa Min
122	6.6	-3	0	4.7	0.53	380	55	35
123	11.2	2	0	4.7	0.52	480	45	35
124	11.9	2.5	0	4.6	0.53	510	44	25
125	11.6	2.1	0	4.6	0.53	640	40	22
126	12.1	2.8	0	4.5	0.53	560	30	18
127	9	3	0	4.5	0.53	530	45	25
128	8	1.4	0	4.4	0.55	490	65	28
129	9.5	0.7	0	4.4	0.55	500	46	17
130	7.8	0.8	0	4.3	0.55	590	60	25
131	12.2	1	0	4.3	0.54	670	38	20
132	11.7	3	0	4.2	0.54	710	31	17
133	13.5	3.5	0	4.2	0.53	710	21	17
134	14.1	3.5	0	4.1	0.52	620	31	17
135	14.1	4.5	0	4.1	0.54	560	30	17
136	14.2	4.2	0	4	0.52	490	29	18
137	14.4	6.4	0	4	0.52	640	34	18
138	11	0.4	2.7	3.9	0	530	100	33
139	11	-0.5	21.4	3.9	0	310	100	65
140	2.9	0.3	118.3	3.9	0	110	100	93
141	7.1	1.2	18.8	3.8	0	300	100	41
142	6.4	1	59.8	3.8	0	270	100	61
143	8.6	3.5	4	3.7	0	600	100	44
144	6.4	0	16.6	3.7	0.3	510	100	25
145	10.1	3.5	0	3.7	0.28	580	35	24
146	9	3.2	0	3.6	0	440	60	29
147	4.5	-1.3	46.5	3.6	0	390	100	36
148	-3.4	0	85.9	3.5	0	190	100	100
149	-3.3	-11.5	9.2	3.5	0.52	540	100	32
150	-2	-10	0	3.5	0.55	770	43	30
151	4.1	-5	0	3.4	0.32	580	40	27
152	4	-3.5	0	3.4	0.45	700	50	32
153	5.5	0	0.6	3.4	0.03	378	96	42
154	4.1	-1.4	0	3.3	0.47	408	65	42
155	6.1	-0.5	25.4	3.3	0	433	100	32
156	1	-1	123.9	3.3	0	33	100	100
157	1.7	-2.2	10.3	3.3	0.3	533	100	32
158	4.7	-0.6	0	3.2	0.38	381	84	25
159	2.5	-4	0	3.2	0.41	311	41	30
160	-0.7	-6.5	0	3.2	0	544	71	33
161	2.5	-7.5	0	3.1	0.36	578	38	34
162	4.4	-0.9	0	3.1	0.36	700	49	32
163	3	-3.1	0	3.1	0.37	622	43	32
164	3.6	-2.5	0	3.1	0.36	689	40	33
165	3.5	-1.5	0	3	0.36	678	43	36
166	4	-3	0	3	0.31	689	43	29
167	6.1	-1.4	0	3	0.53	700	43	35
168	7	1	0	3	0.31	722	45	27
169	5.5	0.5	0	3	0.25	711	39	32
170	4	-2	43.2	2.9	0	722	100	32
171	-2	-6	83.3	2.9	0	833	100	100
172	0.5	-9	0	2.9	0.31	500	78	26
173	1.1	-2.8	0	2.9	0	289	58	30
174	4.2	-2.7	0	2.9	0	389	70	40
175	3.6	-2.9	0	2.9	0	522	50	37
176	5.4	-0.8	0	2.8	0	467	40	33
177	5.7	-1	0	2.8	0.05	1122	57	33
178	4.7	-1.7	0	2.8	0.15	678	57	36
179	8	1.4	0	2.8	0.15	567	48	36
180	9	4.2	0	2.8	0.25	744	39	34
181	8.5	3.2	0	2.8	0.2	711	40	29
182	7.5	2	0	2.8	0.24	644	40	32
183	7.1	1.8	0	2.8	0.24	611	44	32
184	7	0.9	0	2.8	0.23	756	40	31
185	8.7	1.8	0	2.8	0.23	822	37	24
186	7	2.5	0	2.8	0.24	511	38	28
187	6.2	-0.7	0	2.8	0	322	40	24

Día	Tmáxima	Tmínimo	Precipitación	Evaporación	Fracción sol	V. Viento	H. Relativa Max	H. Relativa Min
188	1.3	-2.7	0	2.7	0	311	86	34
189	4.7	-2.6	0	2.7	0.4	489	58	36
190	5.3	0.3	0	2.7	0.46	522	50	41
191	7	2.1	0	2.7	0.45	578	45	35
192	8.3	2	0	2.7	0.49	467	42	28
193	8.2	2.4	0	2.7	0.3	544	45	28
194	5.8	-4.6	12.3	2.7	0	722	100	24
195	6.8	-3	0	2.7	0	333	86	31
196	9	3	0	2.8	0.27	667	45	26
197	4.1	-10.2	0	2.8	0.3	689	31	24
198	7.1	-3	0	2.8	0.3	533	80	25
199	5.1	-3	0	2.8	0.17	411	95	34
200	6	1.9	0	2.8	0.03	456	38	26
201	6.7	0.5	0	2.8	0.05	444	45	29
202	4.3	-2.3	1.3	2.8	0	367	100	36
203	1.5	-4.8	8.6	2.8	0.07	278	100	58
204	2.4	-4.4	0.5	2.8	0.05	433	100	32
205	-4.6	-11	16	2.8	0.54	622	100	26
206	4.7	-5	0	2.8	0	444	34	23
207	2.6	-0.6	0	2.8	0	378	55	29
208	2.8	-3.4	11.2	2.9	0	278	100	40
209	2.6	-5.5	0	2.9	0.1	389	75	31
210	3.7	-1.1	0	2.9	0	533	76	35
211	5.1	-2.5	0	2.9	0.39	711	51	38
212	4	-1.2	0	2.9	0	500	100	33
213	6.2	-3.4	3	2.9	0.33	344	98	43
214	3	-3.2	44.2	3	0	244	100	100
215	3.1	-4.2	28.1	3	0.44	538	100	42
216	4.5	-3	0	3	0.54	522	48	38
217	-0.1	-6.2	5.8	3	0	456	100	31
218	4.2	-5.7	0	3	0.56	589	38	24
219	5.9	-2.3	0	3.1	0.17	433	46	30
220	6.7	-0.6	0	3.1	0.54	367	51	32
221	6.6	-0.3	0	3.1	0.43	667	45	33
222	7.2	1.6	0	3.1	0.19	611	35	29
223	3.7	0	0	3.2	0	356	40	31
224	-1	-7.5	17.6	3.2	0.08	544	100	29
225	4	-5.2	0	3.2	0.54	800	36	25
226	7	-0.5	0	3.2	0.03	544	43	23
227	4.8	-0.6	1.5	3.3	0.11	378	100	29
228	0.2	-1.4	100.4	3.3	0	344	100	100
229	0.2	-10.6	68.2	3.3	0	633	100	38
230	2.1	-11.2	2.7	3.4	0.19	500	100	30
231	2.6	-4.5	7.5	3.4	0.54	200	100	60
232	0.1	-6.4	0	3.4	0.35	511	100	40
233	3	-6.5	0	3.5	0.55	544	40	23
234	4.7	-6	0	3.5	0.55	611	34	24
235	7	-2.4	0	3.5	0.55	622	41	27
236	5	-3.5	0	3.6	0.55	489	37	28
237	8.3	-2.5	0	3.6	0.55	533	42	24
238	10.3	0.6	0	3.6	0.55	433	43	26
239	5.5	-2	0	3.7	0.55	400	100	35
240	-0.5	-8.2	8.5	3.7	0	522	100	64
241	1	-10.2	5.5	3.7	0.44	389	100	30
242	5.6	-2.2	0	3.8	0.31	444	62	46
243	6.7	-0.6	0	3.8	0.54	683	49	34
244	8	0	0	3.9	0.52	420	39	33
245	7.5	0.5	0	3.9	0.35	378	56	32
246	2.9	1.8	0	4	0.07	656	94	36
247	2.5	-4.4	0	4	0.5	289	100	64
248	1.5	-6.5	0	4	0.57	311	100	58
249	-4	-8.5	4.8	4.1	0	422	100	60
250	3.7	-8	0	4.1	0.65	633	61	30
251	4.2	-1.5	0	4.2	0	333	38	24
252	5.2	-0.5	0	4.2	0.35	411	75	26
253	4.2	-1.8	0	4.3	0	467	100	35
254	3.4	-2.5	0	4.3	0.3	433	100	40
255	5	-4.8	0	4.4	0.64	600	100	18
256	5.9	-5.1	0	4.4	0.6	711	50	24

Día	Tmáxima	Tmínimo	Precipitación	Evaporación	Fracción sol	V. Viento	H. Relativa Max	H. Relativa Min
257	8.6	0.8	0	4.5	0.62	533	42	24
258	8.5	0.5	0	4.5	0.59	656	47	31
259	9.9	1.1	0	4.5	0.61	811	40	25
260	10.7	3.3	0	4.6	0.62	700	38	25
261	12	2.2	0	4.6	0.61	511	60	24
262	6.3	-3.2	2.4	4.7	0	489	100	35
263	6.8	-3.6	0	4.7	0.63	456	46	28
264	10.6	1	0	4.8	0.63	589	42	27
265	12.2	4.5	0	4.9	0.63	689	45	28
266	13.2	3.4	0	4.9	0.63	467	64	25
267	10.5	1	0	5	0.63	444	59	21
268	11	2	0	5	0.63	756	47	25
269	13.1	3	0	5.1	0.62	711	72	32
270	8.1	2.1	0	5.1	0.56	456	100	54
271	6.1	0.8	0	5.2	0.55	389	100	60
272	8	-0.8	0	5.2	0.58	467	84	34
273	11.7	1.6	0	5.3	0.63	544	39	17
274	9.3	-1.5	0	5.3	0.63	533	100	35
275	6	-3.8	0	5.4	0.63	478	100	16
276	7.7	0.2	0	5.4	0	556	73	18
277	4.8	-1	0	5.5	0.17	600	100	34
278	7	-4	0	5.6	0.12	644	52	21
279	8.3	-1.5	0	5.6	0.14	544	62	38
280	11.6	-0.5	0	5.7	0.66	633	50	28
281	15.6	4	0	5.7	0.63	644	56	22
282	14.8	5	0	5.8	0.65	667	64	26
283	14.5	5	0	5.8	0.62	656	80	25
284	10.7	3.8	0	5.9	0.3	511	100	39
285	6.4	2.7	0	6	0	300	100	30
286	7.2	1.3	0	6	0.68	689	100	25
287	8.1	0.7	0	6.1	0	444	90	20
288	7.4	0.8	0	6.1	0.61	678	100	20
289	10.2	-0.8	0	6.2	0.62	500	90	15
290	11.2	2.7	0	6.3	0.7	700	53	20
291	14.6	1	0	6.3	0.69	700	51	19
292	14	2.9	0	6.4	0.72	722	59	17
293	14	4.4	0	6.4	0.69	667	89	22
294	9.6	3.8	0	6.5	0.61	756	100	45
295	10.2	1.3	0	6.5	0.53	700	100	22
296	11	2.6	0	6.6	0.67	667	64	25
297	14.5	2.4	0	6.7	0.71	656	50	16
298	13.4	5.4	0	6.7	0.7	544	71	33
299	11.1	4	1.4	6.8	0.63	611	100	41
300	13.9	3.5	0	6.8	0.63	633	62	20
301	14.7	3.8	0	6.9	0.62	644	90	35
302	9.1	1.4	0	7	0.67	767	90	27
303	12.7	2.5	0	7	0.67	711	52	18
304	15	5	0	7.1	0.71	589	68	28
305	14	5	0	7.1	0.7	756	75	31
306	12.5	4	0	7.2	0.67	800	86	34
307	14.7	4.5	0	7.2	0.71	600	81	26
308	14.1	5	0	7.3	0.7	711	64	26
309	13.5	5.4	0	7.4	0.68	889	55	29
310	13	4.8	0	7.4	0.7	656	65	37
311	14.6	5.3	0	7.5	0.68	722	91	24
312	14.6	4.4	0	7.5	0.65	722	98	26
313	12.4	2.9	0	7.6	0.7	722	65	21
314	14.4	5.7	0	7.6	0.7	811	85	22
315	17.7	5.8	0	7.7	0.7	644	78	22
316	17.2	6.8	0	7.8	0.69	833	68	25
317	18.2	7.5	0	7.8	0.7	778	70	21
318	15.5	7.7	0	7.9	0.7	789	70	26
319	13.8	7	0	7.9	0.7	867	100	37
320	10.2	4	0	8	0.38	678	100	45
321	14.9	4.8	0	8	0.7	800	70	18
322	15.4	5.4	0	8.1	0.68	678	69	26
323	17.1	6.8	0	8.1	0.69	722	64	23
324	16.9	7.3	0	8.2	0.7	789	62	25
325	18.2	8.5	0	8.2	0.7	789	70	24

Día	Tmáxima	Tmínimo	Precipitación	Evaporación	Fracción sol	V. Viento	H. Relativa Max	H. Relativa Min
326	16.6	9.2	0	8.3	0.7	789	75	25
327	16.2	9.3	0	8.3	0.7	700	85	35
328	16	8.3	0	8.4	0.71	689	75	25
329	17.9	8.8	0	8.4	0.71	744	65	18
330	16.7	8.8	0	8.5	0.71	744	63	32
331	17.2	8.9	0	8.5	0.7	722	75	19
332	14.2	9.2	0	8.6	0.46	556	90	34
333	14.4	7.4	0	8.6	0.71	733	100	31
334	15.7	5.2	0	8.7	0.7	522	65	21
335	15.8	8.3	0	8.7	0.7	722	75	30
336	13.5	8	0	8.7	0.62	722	84	40
337	16.5	7.3	0	8.8	0.5	711	85	19
338	12.8	5	2.7	8.8	0.14	544	100	30
339	13.6	5.9	2.3	8.9	0.45	767	100	26
340	15	5.8	0	8.9	0.7	622	71	24
341	16.6	7.4	0	9	0.69	767	90	20
342	15.2	7.8	0	9	0.71	663	100	41
343	14.3	8.3	0	9	0.7	744	100	45
344	15.4	6.7	0	9.1	0.71	711	77	30
345	17.8	8	0	9.1	0.71	667	65	18
346	16.6	8.9	0	9.1	0.71	867	59	19
347	15.9	6.1	0	9.2	0.68	633	100	26
348	16	8.4	0	9.2	0.59	689	67	27
349	18.6	9.2	0	9.2	0.53	700	75	22
350	16	8.5	0	9.3	0.63	778	100	51
351	15	7.4	0	9.3	0.7	800	100	39
352	15.2	7.8	0	9.3	0.7	733	95	23
353	14.8	8	0	9.4	0.7	756	79	35
354	15.9	7.7	0	9.4	0.7	711	90	25
355	16	9	0	9.4	0.61	756	84	35
356	16.3	7.9	0	9.4	0.7	611	89	25
357	15.8	8.9	0	9.5	0.7	711	85	30
358	16.6	9	0	9.5	0.57	700	80	27
359	15.8	9.2	0	9.5	0.62	822	82	30
360	16	9.4	0	9.5	0.41	667	85	33
361	15.6	9	0	9.5	0.67	889	86	46
362	14	7.6	0	9.5	0.7	756	91	30
363	14.3	6.6	1	9.6	0.37	656	97	34
364	18.4	8	0	9.6	0.66	622	88	40
365	16.5	10	0	9.6	0.51	733	68	50
366	16.5	8.8	0	9.6	0.51	789	84	35
1	16.3	8.5	0	10.7	0.7	756	89	39
2	15.4	7.2	0	10.7	0.57	825	86	26
3	15.9	9.5	0	10.7	0.46	633	76	44
4	17.5	10	0	10.7	0.68	811	100	45
5	14.5	9.1	0	10.7	0.62	767	100	34
6	14.2	6.2	0	10.7	0.64	789	98	27
7	14	5.4	0	10.7	0.7	633	100	29
8	14.7	6.8	0	10.7	0.38	663	65	20
9	16	7.2	0	10.6	0.44	722	61	25
10	17.7	7.5	0	10.6	0.7	767	64	20
11	16.8	8.6	0	10.6	0.7	711	82	22
12	15.1	7.6	0	10.6	0.63	689	95	20
13	18.5	7.1	0	10.6	0.68	813	68	21
14	16.5	10	0	10.6	0.69	900	64	24
15	17.1	10	0	10.5	0.58	778	86	37
16	17.2	10	0	10.5	0.59	813	88	40
17	16.3	10.1	1.2	10.5	0.19	678	96	69
18	13.3	7.2	11.2	10.5	0.29	578	100	50
19	16.5	7.3	0	10.4	0.58	689	87	31
20	15.3	7.2	0	10.4	0.34	611	100	64
21	15.9	10	8.2	10.4	0.37	644	100	45
22	15.5	8.5	3.4	10.3	0.4	644	92	40
23	16.8	7	0.4	10.3	0.46	700	76	38
24	16	7.5	0	10.3	0.69	578	100	37
25	18	8.7	0	10.2	0.7	744	74	20
26	16.6	9	0	10.2	0.7	800	69	25
27	19	9.8	0	10.2	0.7	789	45	17
28	20.8	10	0	10.1	0.7	633	46	14

Día	Tmáxima	Tmínimo	Precipitación	Evaporación	Fracción sol	V. Viento	H. Relativa Max	H. Relativa Min
30	17.5	11.7	0	10	0.7	811	89	24
31	16.1	10.5	0	10	0.69	811	100	23
32	16.2	8.7	0	10	0.7	813	100	27
33	14.5	8	0	9.9	0.66	711	92	30
34	16.6	8.9	0	9.9	0.71	767	71	22
35	16.8	9.3	0	9.8	0.7	822	100	30
36	17	7	0	9.8	0.7	689	100	22
37	18.5	9.5	0	9.7	0.7	767	70	14
38	15.3	7	0	9.7	0.7	678	86	29
39	16	8	0	9.6	0.71	733	61	29
40	14.5	5	3	9.6	0.5	811	100	43
41	15.5	6	0	9.5	0.46	544	100	27
42	18.5	8	0	9.5	0.7	778	55	21
43	18.4	11.4	0	9.4	0.7	811	72	27
44	16.5	8.7	0	9.4	0.69	689	76	25
45	20.3	9.4	1.3	9.3	0.53	611	100	24
46	15.4	8.5	0	9.3	0.6	888	100	43
47	15	7.2	0	9.2	0.65	700	100	35
48	18.4	7.8	0	9.2	0.7	733	83	27
49	15.5	8.7	0	9.1	0.62	756	100	50
50	16	7.9	0	9	0.65	567	94	45
51	15.5	7.8	0	9	0.68	611	100	50
52	11.8	6	0	8.9	0.54	889	100	30
53	17.4	6.2	0	8.9	0.7	600	58	15
54	17	9.6	0	8.8	0.7	778	60	24
55	16.8	9.8	1	8.8	0.52	611	95	35
56	17	10	1	8.7	0.61	678	100	40
57	17	10.3	2.8	8.6	0.47	611	100	40
58	19	9.3	6.2	8.6	0.37	433	91	29
59	11.6	4.5	3.2	8.5	0.05	522	100	45
60	13.6	7.5	0	8.5	0.47	678	72	37
61	16	7	0	8.4	0.67	589	74	20
62	12	4.5	1.6	8.3	0.17	578	100	42
63	17	5.8	0	8.3	0.66	567	100	21
64	18.5	10	0	8.2	0.66	700	49	16
65	17	10.5	0	8.1	0.66	733	50	19
66	17	9	0	8.1	0.66	767	58	15
67	17.2	8.5	0	8	0.62	589	59	26
68	19.1	10.4	0	8	0.6	600	56	31
69	16.5	10	0	7.9	0.61	756	97	46
70	16.5	8.9	0	7.8	0.52	722	96	30
71	16.4	8.5	0	7.8	0.58	667	79	28
72	18.3	10.3	0	7.7	0.63	667	65	21
73	18.1	10.6	0	7.6	0.63	678	60	20
74	20.6	12.4	0	7.6	0.64	644	45	20
75	17.6	9.3	0	7.5	0.61	756	58	34
76	18.8	9.3	0	7.4	0.63	722	51	23
77	18.6	10.3	0	7.4	0.63	633	71	31
78	16.5	10.4	0	7.3	0.64	589	90	29
79	18.5	10.5	0	7.3	0.63	678	71	34
80	16.8	10	0	7.2	0.63	733	80	37
81	15.2	8.6	0	7.1	0.63	667	70	30
82	16.7	9.4	0	7.1	0.63	744	73	25
83	16	9.5	0	7	0.58	700	71	35
84	14.4	8.5	0	6.9	0.63	689	75	54
85	15.4	9	0	6.9	0.43	622	76	50
86	15.4	7.8	0	6.8	0.54	689	70	30
87	16.1	8.3	0	6.7	0.64	656	75	31
88	16.1	8	0	6.7	0.54	644	79	38
89	15.3	9.2	0	6.6	0.63	511	71	40
90	17.7	9.2	0	6.5	0.63	622	71	40
91	14.8	9.2	0	6.5	0.53	756	100	45
92	14.6	7.6	0	6.4	0.58	422	100	39
93	12.1	6.8	0	6.4	0.39	567	100	35
94	11.3	5.6	0	6.3	0.22	378	83	25
95	16.3	6.1	0	6.2	0.64	489	41	18
96	18.2	9.7	0	6.2	0.64	467	39	24
97	18.4	10.6	0	6.1	0.64	456	46	24
98	17	10.8	0	6	0.62	2733	66	30

Día	Tmáxima	Tmínimo	Precipitación	Evaporación	Fracción sol	V. Viento	H. Relativa Max	H. Relativa Min
99	18.3	11	0	6	0.54	556	55	31
100	17.6	12.2	0	5.9	0.53	563	85	32
101	15.4	10	0	5.9	0.54	588	85	50
102	15.6	9.1	0	5.8	0.53	656	50	29
103	17.6	10	0	5.7	0.54	678	42	20
104	20.6	10.3	0	5.7	0.56	544	36	19
105	20.1	12.8	0	5.6	0.54	689	41	25
106	19.4	11.9	0	5.6	0.54	667	40	26
107	16.5	10.3	0	5.5	0.54	778	47	28
108	18.6	9	0	5.4	0.52	811	25	16
109	17.5	10	0	5.4	0.55	622	35	22
110	16	9.5	0	5.3	0.54	600	48	31
111	15.2	8.5	0	5.3	0.54	600	45	34
112	15.5	8	0	5.2	0.54	700	73	33
113	13.9	6.5	0	5.2	0.54	622	51	24
114	13.2	6.1	0	5.1	0.54	544	45	24
115	14.1	6	0	5	0.54	611	38	22
116	17.4	6.8	0	5	0.54	567	30	20
117	16.3	8.2	0	4.9	0.52	600	33	21
118	15.1	7.4	0	4.9	0.52	667	33	22
119	14.8	6.7	0	4.8	0.52	622	35	25
120	15.2	7.6	0	4.8	0.53	567	36	26
121	15	5.5	0	4.7	0.52	478	39	20
122	17.2	8	0	4.7	0.52	489	29	19

Año 2012

Día	Tmáxima	Tmínimo	Precipitación	Evaporación	Fracción sol	V. Viento	H. Relativa Max	H. Relativa Min
122	11	4	0	4.7	0.52	451	30	26
123	13	4.4	0	4.7	0.54	451	32	23
124	13.5	5.7	0	4.6	0.03	451	34	24
125	15	6.2	0	4.6	0.53	451	35	22
126	18.2	7.9	0	4.5	0.54	451	32	17
127	14.3	2.5	0	4.5	0.58	451	90	20
128	16.1	5	0	4.4	0.44	451	34	16
129	12.8	5.2	0	4.4	0.19	451	37	22
130	11	2.3	0	4.3	0.46	451	41	25
131	11.5	2.8	0	4.3	0.49	451	37	22
132	11.8	1.3	0	4.2	0.15	451	68	28
133	9.6	4.8	0	4.2	0.01	451	35	22
134	9.6	1.9	0	4.1	0.22	451	63	32
135	11.5	3.2	0	4.1	0.52	451	53	31
136	8.6	1.2	0	4	0.35	451	96	32
137	9.4	3.3	0	4	0.40	451	75	25
138	6	-1.5	0	3.9	0.00	451	100	33
139	6	-2.3	8.7	3.9	0.52	451	100	29
140	12.5	3	0	3.9	0.52	451	36	18
141	11.7	4.9	0	3.8	0.45	451	35	22
142	12.5	4.5	0	3.8	0.39	451	32	21
143	8.5	4.6	0	3.7	0.25	451	38	28
144	12	2.3	0	3.7	0.44	451	40	18
145	11.2	4.2	0	3.7	0.00	451	30	14
146	7.3	-1.2	11.6	3.6	0.00	451	100	24
147	3.2	-1	96.1	3.6	0.00	451	100	97
148	6	-0.5	31.8	3.5	0.00	451	100	50
149	8	4	0	3.5	0.00	451	60	40
150	8	3	0	3.5	0.15	451	45	35
151	8.5	4.5	0	3.4	0.19	451	41	30
152	9	6.5	0	3.4	0.00	449	43	33
153	8	3.5	0	3.4	0.00	449	95	40
154	7.5	2.4	2.3	3.3	0.20	449	100	40
155	5.3	-2.5	0	3.3	0.27	449	84	33
156	2.5	-4.2	0	3.3	0.48	449	32	25
157	3.4	-3	0	3.3	0.50	449	32	26

Día	Tmáxima	Tmínimo	Precipitación	Evaporación	Fracción sol	V. Viento	H. Relativa Max	H. Relativa Min
158	3.8	-4.1	0	3.2	0.49	449	32	24
159	7.2	-0.8	0	3.2	0.49	449	31	25
160	8.7	2.4	0	3.2	0.18	449	34	27
161	8.5	2.8	0	3.1	0.41	449	43	29
162	8	1.1	0	3.1	0.00	449	45	36
163	8	2.5	0	3.1	0.00	449	100	38
164	2	-1.8	34	3.1	0.00	449	100	94
165	2	-2	10.1	3	0.00	449	100	70
166	6	1	0	3	0.00	449	54	35
167	3.3	-0.8	6	3	0.00	449	100	40
168	4	0.5	0	3	0.39	449	100	40
169	-0.9	-4.2	60.3	3	0.00	449	100	98
170	1.4	-3.2	1.7	2.9	0.44	449	95	38
171	0.8	-5	0	2.9	0.48	449	45	34
172	-1	-6.2	7	2.9	0.00	449	100	31
173	1.6	-9.3	4	2.9	0.11	449	100	30
174	5.3	-1	0	2.9	0.44	449	34	27
175	7.5	0.9	0	2.9	0.44	449	21	26
176	7	2.2	0	2.8	0.44	449	25	23
177	7.5	2	0	2.8	0.44	449	25	23
178	7.5	2	0	2.8	0.41	449	25	23
179	8	4	0	2.8	0.00	449	30	23
180	5.5	-2.4	19	2.8	0.00	449	23	100
181	2	-2.5	57	2.8	0.00	449	80	100
182	5	-2.5	19.5	2.8	0.00	471	55	73
183	4	1.5	0	2.8	0.00	471	40	100
184	2.5	-2.5	12	2.8	0.00	471	40	100
185	5	-5.2	0	2.8	0.25	471	43	19
186	-4	-9.2	2	2.8	0.00	471	98	34
187	-4	-9.4	2	2.8	0.00	471	100	25
188	-1.5	-9.2	0	2.7	0.00	471	50	28
189	3.9	-6.2	0	2.7	0.48	471	39	18
190	5.2	0	0	2.7	0.49	471	28	19
191	4.2	-3.9	3.9	2.7	0.40	471	90	18
192	3	-3.8	0	2.7	0.48	471	95	35
193	2.5	-2.5	0	2.7	0.30	471	48	30
194	5	-3	0	2.7	0.51	471	45	20
195	8	2	0	2.7	0.50	471	38	29
196	5	-0.6	0	2.8	0.50	471	32	50
197	3	-3	0	2.8	0.50	471	70	33
198	8	-1	0	2.8	0.50	471	31	22
199	11.4	2.3	0	2.8	0.49	471	37	27
200	11	5.4	0	2.8	0.48	471	36	27
201	10.4	5.4	0	2.8	0.05	471	37	32
202	9.5	0	0	2.8	0.59	471	44	32
203	2.5	0.1	0	2.8	0.00	471	65	42
204	7.8	-1.1	0	2.8	0.52	471	70	30
205	5.1	-0.5	0	2.8	0.52	471	100	30
206	5.1	-1.5	0	2.8	0.52	471	100	21
207	7.7	-1	0	2.8	0.52	471	33	23
208	6.6	-1	0	2.9	0.52	471	40	24
209	0.3	8	0	2.9	0.52	471	50	45
210	6.5	0.5	0	2.9	0.52	471	69	45
211	5.5	-2	0	2.9	0.53	471	60	44
212	7	-1	0	2.9	0.39	471	62	40
213	5.6	-1.5	0	2.9	0.00	476	65	39
214	1	-4	0	3	0.00	476	90	60
215	1.7	-4.9	0	3	0.38	476	100	60
216	-2.2	-5.8	0	3	0.00	476	100	50
217	2.5	-5.1	0	3	0.39	476	68	32
218	0	9.4	0	3	0.34	476	65	15
219	1	-8.6	0	3.1	0.00	476	100	29
220	0.5	-9	0	3.1	0.32	476	80	50
221	-0.6	10.2	0	3.1	0.49	476	56	30
222	5.5	12.5	0	3.1	0.32	476	40	24
223	10	1.1	0	3.2	0.07	476	65	30
224	3	-2.6	0	3.2	0.00	476	95	44
225	4	-4	0	3.2	0.50	476	52	30
226	7.5	2.3	0	3.2	0.00	476	45	11

Día	Tmáxima	Tmínimo	Precipitación	Evaporación	Fracción sol	V. Viento	H. Relativa Max	H. Relativa Min
227	3.4	-3	31.1	3.3	0.00	476	100	20
228	-3.9	1.6	11.4	3.3	0.00	476	100	51
229	-0.2	-3.3	33.6	3.3	0.00	476	100	93
230	-0.5	-7.9	7	3.4	0.00	476	100	48
231	4.8	-8.5	0	3.4	0.44	476	76	30
232	4.5	-2.6	4.8	3.4	0.00	476	100	26
233	6.6	-5.5	0	3.5	0.00	476	52	17
234	6.6	2.5	0	3.5	0.00	476	60	19
235	1	-5.3	0	3.5	0.00	476	100	59
236	-4.6	-10	5.5	3.6	0.00	476	100	90
237	-2	-11	0	3.6	0.49	476	90	27
238	5.9	-2	0	3.6	0.20	476	51	28
239	7.5	-3	0	3.7	0.50	476	51	28
240	9	2.5	0	3.7	0.41	476	35	33
241	10.8	4.2	0	3.7	0.23	476	55	26
242	11.7	4.5	0	3.8	0.55	476	35	20
243	11.3	4.4	0	3.8	0.41	476	37	21
244	12.5	4.5	0	3.9	0.55	470	31	15
245	13.6	5.1	0	3.9	0.51	470	25	16
246	14.9	6.3	0	4	0.59	470	34	14
247	12.3	5.4	0	4	0.29	470	50	23
248	9	2.4	0	4	0.21	470	70	38
249	10	2	0	4.1	0.50	470	83	39
250	6.2	-0.4	2	4.1	0.04	470	100	75
251	10	1.9	0	4.2	0.03	470	100	40
252	11	-0.3	0	4.2	0.34	470	100	30
253	10	2.1	0	4.3	0.50	470	60	40
254	15	3.5	0	4.3	0.59	470	45	24
255	10.3	4.4	0	4.4	0.60	470	91	35
256	14.8	2.6	0	4.4	0.60	470	47	23
257	14.9	7	0	4.5	0.60	470	58	27
258	14.6	6.1	0	4.5	0.56	470	64	25
259	10.7	4.4	0	4.5	0.47	470	58	28
260	8	2.1	0	4.6	0.00	470	60	39
261	3	-2.3	0	4.6	0.00	470	61	13
262	-2	-6.6	0	4.7	0.08	470	100	50
263	4	-7	3	4.7	0.34	470	100	34
264	3	-5.3	0	4.8	0.60	470	80	33
265	9.3	-1	0	4.9	0.34	470	35	25
266	12.5	3.3	0	4.9	0.50	470	45	30
267	8.8	3.1	0	5	0.46	470	43	30
268	8.5	4.1	0	5	0.29	470	38	25
269	12.7	3.4	0	5.1	0.60	470	32	7
270	15.6	6.8	0	5.1	0.64	470	38	6
271	8.1	-0.4	0	5.2	0.25	470	56	32
272	6.5	-0.1	0	5.2	0.65	470	56	20
273	7.3	-1	0	5.3	0.00	470	88	14
274	3.9	0.3	0	5.3	0.48	513	100	35
275	3.8	-2.5	0	5.4	0.24	513	13	93
276	6.8	-2.1	0	5.4	0.56	513	85	35
277	11.5	0.5	0	5.5	0.60	513	65	26
278	10.5	3.2	0	5.6	0.32	513	90	35
279	2.1	-2.3	10	5.6	0.00	513	100	73
280	1.2	-2.8	8	5.7	0.00	513	100	78
281	1.4	-3.2	7	5.7	0.02	513	100	95
282	1.4	-5.2	0	5.8	0.58	513	100	77
283	5.8	-2.8	0	5.8	0.64	513	99	43
284	12.8	3.7	0	5.9	0.66	513	47	9
285	13.4	4.9	0	6	0.66	513	48	8
286	12.3	6	0	6	0.66	513	43	7
287	11.1	3.3	0	6.1	0.68	513	61	14
288	4.7	-1.1	0	6.1	0.44	513	95	45
289	7.7	-2.5	0	6.2	0.69	513	90	13
290	12.1	0.9	0	6.3	0.67	513	27	5
291	11	4.5	0	6.3	0.64	513	30	5
292	11	5	0	6.4	0.64	513	36	13
293	8.6	3.5	0	6.4	0.57	513	30	12
294	7.14	4.1	0	6.5	0.00	513	45	12
295	1.8	-3	0	6.5	0.00	513	100	23

Día	Tmáxima	Tmínimo	Precipitación	Evaporación	Fracción sol	V. Viento	H. Relativa Max	H. Relativa Min
296	-0.2	-6.1	6	6.6	0.06	513	94	36
297	5	-3.7	0	6.7	0.23	513	81	9
298	5.4	-1.2	0	6.7	0.21	513	59	23
299	7.4	0.6	0	6.8	0.69	513	50	14
300	9.3	2.7	0	6.8	0.56	513	52	11
301	11.2	5.1	0	6.9	0.11	513	42	12
302	12.6	7.1	0	7	0.27	513	78	13
303	12.5	2.6	0	7	0.70	513	91	13
304	10	7	0	7.1	0.50	513	55	15
305	11.1	4.9	0	7.1	0.69	558	56	10
306	12.7	5.5	0	7.2	0.59	558	47	10
307	14.2	6.4	0	7.2	0.56	558	53	10
308	14.2	7.5	0	7.3	0.66	558	53	10
309	15.2	6.8	0	7.4	0.68	558	45	9
310	16	7.5	0	7.4	0.69	558	41	9
311	17.5	8.6	0	7.5	0.68	558	34	10
312	15.8	8.7	0	7.5	0.69	558	57	7
313	12.4	3.3	0	7.6	0.71	558	74	22
314	5.4	-0.4	0	7.6	0.50	558	97	47
315	7.7	-1.1	0	7.7	0.57	558	97	24
316	13.5	3.1	0	7.8	0.70	558	53	6
317	16	7.6	0	7.8	0.66	558	45	3
318	16.2	7.1	0	7.9	0.66	558	43	5
319	15.3	8.4	0	7.9	0.64	558	40	7
320	15.2	8.4	0	8	0.61	558	42	8
321	13.2	8.2	0	8	0.49	558	46	16
322	12.3	5.9	0	8.1	0.62	558	48	13
323	16.3	6.9	0	8.1	0.64	558	30	7
324	16.6	7.9	0	8.2	0.69	558	41	8
325	16.2	8.5	0	8.2	0.69	558	69	8
326	12.1	4.7	0	8.3	0.69	558	91	25
327	10.8	3.7	0	8.3	0.64	558	94	18
328	9.5	2.6	0	8.4	0.68	558	90	11
329	13	4.4	0	8.4	0.70	558	31	5
330	14	5.8	0	8.5	0.69	558	34	4
331	13.8	7.6	0	8.5	0.66	558	49	8
332	15.3	7.1	0	8.6	0.61	558	47	7
333	11.4	5.6	0	8.6	0.46	558	72	23
334	6	1.3	0	8.7	0.44	558	97	23
335	9.3	2.9	0	8.7	0.38	581	54	10
336	12.4	8.1	0	8.7	0.30	581	47	13
337	15.2	9.3	0	8.8	0.43	581	57	35
338	14.1	8.9	11	8.8	0.28	581	84	34
339	14	7	0	8.9	0.41	581	85	39
340	13.4	4.5	0	8.9	0.60	581	90	12
341	8.5	1.1	0	9	0.60	581	95	22
342	14.6	6.2	0	9	0.66	581	42	7
343	18	8.4	0	9	0.66	581	35	6
344	18.2	11	0	9.1	0.67	581	56	8
345	15.6	4.7	0	9.1	0.65	581	97	8
346	15.3	8.1	0	9.1	0.67	581	68	11
347	14	6.8	0	9.2	0.68	581	80	12
348	15.5	9.3	0	9.2	0.66	581	54	5
349	13	7.1	0	9.2	0.67	581	50	16
350	14	8.2	0	9.3	0.65	581	50	12
351	16.3	8.9	0	9.3	0.54	581	55	8
352	15.3	7.9	0	9.3	0.43	581	84	23
353	10.8	5.2	0	9.4	0.08	581	96	37
354	5.5	-0.1	6.8	9.4	0.00	581	100	60
355	-2	4	9	9.4	0.03	581	100	42
356	14.7	2.6	0	9.4	0.68	581	51	9
357	17.7	9.2	0	9.5	0.68	581	52	11
358	16	9.4	0	9.5	0.68	581	65	17
359	14.5	4.2	0	9.5	0.43	581	95	24
360	12	3.8	0	9.5	0.59	581	54	11
361	13	5.6	0	9.5	0.57	581	50	7
362	13.2	5	0	9.5	0.64	581	58	7
363	15	7.7	0	9.6	0.63	581	51	8
364	16.1	8.4	0	9.6	0.61	581	43	5

Día	Tmáxima	Tmínimo	Precipitación	Evaporación	Fracción sol	V. Viento	H. Relativa Max	H. Relativa Min
365	16.9	9.78	0	9.6	0.61	581	59	10
366	14.8	8.5	0	9.6	0.54	581	57	10
1	16.6	9.5	0	10.7	0.68	606	59	7
2	17.2	9.8	0	10.7	0.69	606	60	11
3	7.3	13.8	0	10.7	0.61	606	62	18
4	15	5.8	0	10.7	0.69	606	66	7
5	14.2	7.8	0	10.7	0.47	606	73	18
6	15.2	8.4	0	10.7	0.63	606	63	14
7	16.6	9.3	0	10.7	0.63	606	65	13
8	17.5	10.1	0	10.7	0.64	606	50	16
9	20.4	12.4	0	10.6	0.65	606	40	16
10	20.6	14.8	0	10.6	0.62	606	55	30
11	20.6	13.6	0	10.6	0.59	606	55	36
12	19.6	15.2	0	10.6	0.61	606	60	33
13	17.6	14.9	3	10.6	0.48	606	72	42
14	17.7	13	0	10.6	0.55	606	80	32
15	15.6	9.8	0	10.5	0.45	606	97	58
16	15.3	9.2	0	10.5	0.52	606	97	28
17	15.8	11.7	0	10.5	0.56	606	84	27
18	16.6	11.5	0	10.5	0.55	606	81	34
19	16.8	12.3	6.1	10.4	0.52	606	79	37
20	17.5	7.5	31	10.4	0.14	606	80	34
21	11.5	8.5	6.2	10.4	0.00	606	93	61
22	15.3	9.5	0.5	10.3	0.44	606	69	33
23	16.9	9.3	0	10.3	0.52	606	57	15
24	13.7	6.9	7	10.3	0.37	606	68	21
25	13.4	7.6	0	10.2	0.52	606	53	21
26	15.4	7.4	0	10.2	0.51	606	60	21
27	13.2	7.7	2	10.2	0.42	606	67	40
28	12	6.6	0	10.1	0.36	606	74	46
29	17.1	8.6	0	10.1	0.67	606	58	6
30	16.5	10.2	0	10	0.55	606	62	25
31	17.2	10.4	0	10	0.62	606	70	19
32	17.4	10.4	0	10	0.70	593	62	9
33	19	11.7	0	9.9	0.70	593	34	5
34	20.6	13	0	9.9	0.70	593	44	6
35	20.1	14.2	0	9.8	0.68	593	58	16
36	17.6	15.5	0	9.8	0.54	593	77	25
37	15.9	11.3	0	9.7	0.50	593	87	18
38	16.3	11.8	0	9.7	0.40	593	86	42
39	14.5	9.4	16.1	9.6	0.24	593	82	54
40	12.9	9.3	0	9.6	0.56	593	97	42
41	11.6	5.5	0	9.5	0.41	593	72	21
42	14.6	7	0	9.5	0.61	593	81	12
43	14.3	8.7	0	9.4	0.67	593	86	33
44	14.7	8	0	9.4	0.70	593	82	33
45	14.9	8.3	0	9.3	0.64	593	80	22
46	15.4	8.8	0	9.3	0.61	593	80	22
47	13	7.4	0	9.2	0.63	593	79	24
48	11.2	5.9	0	9.2	0.56	593	71	27
49	10.8	4.9	0	9.1	0.56	593	76	25
50	12.2	5.1	0	9	0.70	593	64	12
51	13.3	5	0	9	0.70	593	67	7
52	18.7	10	0	8.9	0.70	593	30	4
53	17.4	11.7	0	8.9	0.65	593	46	7
54	15	9.6	0	8.8	0.64	593	57	12
55	16.1	9	0	8.8	0.67	593	34	5
56	17.4	9.4	0	8.7	0.64	593	33	3
57	16.5	9.9	0	8.6	0.61	593	41	6
58	17.8	10.6	0	8.6	0.63	593	47	9
59	17.4	9.6	0	8.5	0.58	593	59	5
60	10.8	6.1	0	8.5	0.52	546	71	15
61	16.1	6.9	0	8.4	0.69	546	27	6
62	15.7	7.8	0	8.3	0.68	546	29	6
63	14.9	7.9	0	8.3	0.68	546	28	6
64	15.8	7.5	0	8.2	0.73	546	50	6
65	13.4	6	0	8.1	0.65	546	47	8
66	13.2	8.7	0	8.1	0.60	546	40	9
67	14.6	9.8	0	8	0.00	546	46	17

Día	Tmáxima	Tmínimo	Precipitación	Evaporación	Fracción sol	V. Viento	H. Relativa Max	H. Relativa Min
68	15.6	10.1	0	8	0.46	546	40	17
69	16	9.1	0	7.9	0.66	546	45	14
70	12.8	6.7	0	7.8	0.64	546	49	14
71	11.9	6.1	0	7.8	0.65	546	51	11
72	11.1	4.5	0	7.7	0.65	546	51	14
73	10.7	3.2	0	7.6	0.61	546	51	6
74	15.1	5.9	0	7.6	0.62	546	26	3
75	15.5	7.8	0	7.5	0.62	546	45	11
76	13.9	7	0	7.4	0.61	546	48	16
77	10.8	7.6	0	7.4	0.61	546	59	26
78	11.1	4.2	0	7.3	0.60	546	60	16
79	11.9	7.2	0	7.3	0.59	546	46	14
80	13.7	6.9	0	7.2	0.28	546	45	12
81	12.8	7.1	0	7.1	0.59	546	48	23
82	13.4	6.5	0	7.1	0.43	546	42	14
83	12.2	6.5	0	7	0.35	546	53	17
84	14.1	5.6	0	6.9	0.35	546	44	5
85	16.8	9.3	0	6.9	0.54	546	34	16
86	16.8	10.1	0	6.8	0.60	546	32	17
87	15.9	9.7	0	6.7	0.61	546	45	24
88	14.7	8.3	0	6.7	0.60	546	43	12
89	13.3	6.8	0	6.6	0.60	546	59	13
90	9.8	3.2	0	6.5	0.41	546	85	24
91	6.4	-1	0.5	6.5	0.20	460	95	18
92	8.4	0.5	0	6.4	0.47	460	70	15
93	11.3	4.5	0	6.4	0.66	460	44	11
94	11.6	6.3	0	6.3	0.65	460	35	8
95	11.4	6.3	0	6.2	0.64	460	48	7
96	12.4	3.3	0	6.2	0.51	460	37	6
97	12	4.9	0	6.1	0.64	460	35	10
98	14.4	7	0	6	0.58	460	34	7
99	11.6	5.5	0	6	0.58	460	51	11
100	8.2	2.3	0	5.9	0.04	460	67	19
101	4.5	1.3	0	5.9	0.22	460	62	24
102	9.1	0.2	0	5.8	0.07	460	29	50
103	13.3	4.9	0	5.7	0.53	460	21	4
104	16.3	7.5	0	5.7	0.35	460	35	12
105	18	9	0	5.6	0.51	460	20	6
106	18.4	9.8	0	5.6	0.64	460	19	4
107	18.8	10.6	0	5.5	0.66	460	20	4
108	17.6	11	0	5.4	0.60	460	19	3
109	16.7	9.7	0	5.4	0.58	460	16	7
110	15.1	8.6	0	5.3	0.60	460	39	9
111	16.2	10.3	0	5.3	0.62	460	30	5
112	17.2	9.7	0	5.2	0.62	460	16	4
113	18	11	0	5.2	0.53	460	20	7
114	15.6	10	0	5.1	0.46	460	28	6
115	13.1	8.6	0	5	0.44	460	31	6
116	9.4	-1.7	0	5	0.36	460	89	18
117	6.8	-1.1	0	4.9	0.18	460	77	12
118	8.4	3.7	0	4.9	0.42	460	34	11
119	10.8	5.4	0	4.8	0.45	460	26	18
120	11	5.3	0	4.8	0.47	460	43	16
121	2.7	6.8	0	4.7	0.58	460	51	23