



UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

# **ESTIMACIÓN DE LAS PÉRDIDAS DEL MANTO NIVAL EN LA CUENCA DE LA QUEBRADA EL TENIENTE, VI REGIÓN, CHILE**

**MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA  
CONSTANZA BRAVO LIBERONA**

**PROFESORA GUÍA  
DOLORINDA DANIELE**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN  
SERGIO IRIARTE DIAZ  
ANDRÉS BRZOVIC PÉREZ**

**SANTIAGO DE CHILE  
2018**

RESUMEN PARA OPTAR AL  
TÍTULO DE: Geóloga  
POR: Constanza Bravo Liberona  
FECHA: 07 de noviembre del 2018  
PROFESOR GUÍA: Dolorinda Daniele

## **ESTIMACIÓN DE LAS PÉRDIDAS DEL MANTO NIVAL EN LA CUENCA DE LA QUEBRADA EL TENIENTE, VI REGIÓN, CHILE**

Durante el periodo de vida de los mantos estacionales, parte de la nieve superficial de éste es liberado hacia la atmósfera en forma de flujos de vapor de agua, mediante el proceso de sublimación (Gustafson, 2010), constituyendo una fracción del recurso hídrico almacenado que no se encontrará disponible para ser fundido durante su deshielo. El factor de sublimación es uno de los componentes menos estudiados dentro de los balances hidrológicos de cuencas nivales en Chile.

El presente trabajo se realizó en la mina El Teniente ubicada en una cuenca pluvio-nival, en la cual las pérdidas asociadas a la sublimación del manto nival y la evaporación de sus remanentes, constituye el factor de mayor incertidumbre dentro de los balances hidrológicos realizados en la zona. Es por esto, que el presente estudio tiene por objetivo estimar las pérdidas del manto nival, mediante el análisis de sus firmas isotópicas para la estimación de sublimación y aplicando la metodología del domo para la estimación de evaporación. Gustafson et al., (2010) sugiere que partir de los valores isotópicos del manto de nieve en el momento de máxima acumulación se puede estimar la sublimación durante el invierno

Se realizó una primera campaña de terreno entre el 12 de septiembre y 19 de octubre del 2017, en la que se recolectaron 49 muestras de nieve para análisis de isótopos estables y se realizaron mediciones de densidad y altura de nieve. Y una segunda, entre el 07 de noviembre y 26 de diciembre del 2017 en la que se aplicó la metodología del domo para determinar la evaporación. Sumado a lo anterior, se analizaron los datos de las estaciones nivométricas y meteorológicas, para determinar el valor de densidad de nieve fresca y la influencia de los factores meteorológicos en la ocurrencia de los procesos de sublimación y evaporación.

A partir de las mediciones físico-químicas realizadas en terreno y asumiendo que entre las nevadas del 30 de septiembre y 04 de octubre el manto no experimentó fusión debido a las bajas temperaturas en la cuenca. Se determina que la densidad de nieve fresca presenta una variabilidad estacional, registrándose durante el invierno promedios mensuales menores que en primavera. El promedio anual de nieve fresca posee un valor de  $152 \text{ Kg/m}^3$  y  $114 \text{ Kg/m}^3$  para los años 2016 y 2017, respectivamente. Posterior a la depositación de nieve, ésta incrementa su densidad hasta alcanzar valores cercanos a los  $500 \text{ Kg/m}^3$ . Se estimó un porcentaje de sublimación y evaporación de 25% y 3%, respectivamente, en función de la precipitación anual de nieve.

Finalmente, se concluye que el equivalente de nieve en agua de las precipitaciones de nieve han sido subestimadas en los balances hidrológicos realizados anteriormente y que las pérdidas por sublimación del manto de nieve y la evaporación de sus remanentes corresponden a un 28% de la precipitación de nieve anual del año 2017, constituyendo la sublimación el factor preponderante.

## AGRADECIMIENTOS

En primera instancia y de manera muy especial quiero agradecer a mi familia por ser guías y compañeros en cada uno de los caminos recorridos. A mis padres Patricia y Arturo, por su esfuerzo y por ser mi ejemplo a seguir, a mis abuelas Aurelia y Beatriz por su amor infinito e incondicional, a mis tíos Coty, Pablo y Moño por el cariño e incondicionalidad y finalmente a mis hermanos Daniel y Silvana por todo aquello que implica el ser hermanos.

Agradezco a todos los que permitieron la realización de esta memoria, a SEID Consultora de Geología e Hidrogeología en conjunto con CODELCO División El Teniente por la oportunidad brindada. Al equipo de geología de El Teniente por la buena acogida, en particular a Roxana y Romina por el cariño y buena onda y a don René por la compañía, consejos, risas y los playlists infaltables en cada uno de los terrenos de memoria. Y a los compañeros de Mountain Safety por la colaboración en la primera campaña de terreno, sin su participación la obtención de muestras de nieve claves para el estudio hubiera sido imposible.

Quisiera agradecer a los integrantes de mi comisión; Sergio Iriarte por creer en mí y considerarme para el desarrollo del presente tema de memoria, por la confianza, tiempo y buena disposición cada vez que me acerqué a su oficina con innumerables inquietudes; a Andrés Brzovic por recibirme en las dependencias de la división, apoyarme y orientarme tanto en la realización de los terrenos como en el trabajo de gabinete; a mi profesora guía Linda Daniele, por todos los aportes, consejos y correcciones que fueron críticos para el desarrollo y culminación del presente trabajo. Agradezco a los tres por el apoyo y tiempo dedicado durante todo este periodo, aun cuando sus agendas han estado copadas de actividades y se han encontrado lejos debido a trabajo, terrenos y/o viajes; sin duda aprendí de cada uno de ustedes distintas cualidades que me serán de gran utilidad en mi desarrollo como profesional.

Agradezco a Sandra, Esteban y Cata por ser mi segunda familia, a mis amigas Chinchi y Fernandus por ser confidentes y compañeras de tantas experiencias. Agradecer a toda la gente linda que conocí durante mi paso por el Departamento de Geología, a la Jesu y la Ara por ser las mejores compañeras de terreno y de aquellas inolvidables y románticas noches de estudio, instancias que dieron inicio a nuestra amistad. A los Toki Rapa Nui y los cabros del Geopatrimonio, por las tremendas prácticas que vivimos en los veranos del 2016 y 2017, en particular a la Vale y Giss por la linda y sana amistad que cultivamos hasta el día de hoy. A mis compañeros y amigos Fran, Marco, Mafi, Fonsi y Fonseca por el apañe y tardecitas en el patio de los naranjos. A la Negri y Cádiz por ser los mejores partners durante todo este periodo de memoria.

Finalmente, me gustaría agradecer a la Blanquita Baccola por su excelente disposición y por las diversas gestiones y favores realizados durante todo este periodo; a mi padre por leer y corregir los errores ortográficos de cada uno de los capítulos del escrito y a todos los que de alguna u otra forma fueron parte de este proceso.

## Tabla de contenido

1. Introducción.....	1
1.1 Hipótesis .....	2
1.2 Objetivos.....	2
1.2.1 Objetivo general .....	2
1.2.2 Objetivos específicos.....	2
1.3 Ubicación y accesos.....	3
1.4 Hidrología .....	4
1.5 Clima.....	5
1.6 Geomorfología.....	5
1.7 Metodología.....	5
1.7.1 Recopilación y revisión bibliográfica.....	5
1.7.2 Selección de puntos de muestreo.....	6
1.7.3 Campañas de Terreno .....	6
1.7.4 Análisis y procesamiento de datos.....	13
1.7.5 Mapa de sublimación.....	17
2 Marco Teórico.....	19
2.1 Hidrología de Nieves .....	19
2.1.1 Definición de manto nival (Composición del manto de nieve).....	19
2.1.2 Equivalente de nieve en agua .....	19
2.1.3 Cambios de fase del agua .....	20
2.1.4 Climatología y distribución de la nieve.....	20
2.1.5 Condiciones del manto de nival.....	24
2.1.6 Comportamiento de los fluidos en la nieve .....	28

2.2	Isótopos (estables de agua en el ciclo hidrológico) .....	31
2.3	Proceso de evaporación .....	36
3	Marco Geológico.....	38
3.1	Geología Regional .....	38
3.1.1	Litología .....	39
3.1.2	Marco Geotectónico .....	43
3.2	Geología del yacimiento .....	46
3.2.1	Litología .....	47
3.2.2	Geología estructural.....	51
3.2.3	Alteración y mineralización.....	52
3.3	Marco Hidrogeológico .....	54
3.3.1	Unidades hidrogeológicas .....	54
4	Resultados .....	58
4.1	Registros meteorológicos.....	58
4.1.1	Promedios mensuales .....	59
4.1.2	Intervalo de muestreo Campaña 1 .....	61
4.2	Densidad de manto de nieve .....	63
4.2.1	Densidad de nieve fresca .....	64
4.2.2	Variación temporal y espacial de la densidad de la cobertura nival.....	68
4.3	Mapa de clasificación .....	70
4.4	Signaturas isotópicas del manto nival y sublimación .....	75
4.4.1	Relación $\delta D/\delta^{18}O$ .....	76
4.4.2	Perfiles .....	77
4.4.3	Estrato de nieve M3 .....	78

4.4.4	Estrato de nieve M2 .....	79
4.4.5	Estrato de nieve M1 .....	82
4.5	Evaporación .....	83
5	Discusiones.....	88
5.1	Densidad del manto y densificación .....	88
5.2	Mapa de clasificación .....	90
5.3	Signaturas isotópicas del manto de nieve y sublimación.....	91
5.4	Evaporación .....	94
5.5	Limitaciones e incertidumbres .....	96
5.6	Recomendaciones .....	97
6	Conclusiones .....	98
	Bibliografía.....	100
	ANEXOS .....	107
	ANEXO A: .....	107
	ANEXO B:.....	110
	ANEXO C:.....	111
	ANEXO D: .....	124

## Índice de Figuras

Figura 1.3.1: Ubicación de El Teniente y vías de acceso por la Carretera del Cobre. ....	3
Figura 1.7.1: (a) Colector con el cual se extraen los testigos de nieve del manto nival. (b) Fotografía en la que se observa la zona respecto al manto de donde se obtuvieron los bloques de nieve, uno de ellos es masado en una balanza digital. (c) Testigo de nieve dentro de su colector de 327 g. (d) Fotografía en la que se observa a personal dimensionando un bloque de nieve. ....	7
Figura 1.7.2: (a) y (b) Colector para nieve fresca instalado en el punto de control Curva del Espejo. (c) Fotografía tomada después del primer evento de precipitación muestreado, en el que se retiró el colector a partir del cual se extrajo la muestra. ....	8
Figura 1.7.3: (a) Cuadrícula a partir de la cual se obtuvo una muestra de nieve expuesta (a la derecha). (b) Personal muestreando nieve superficial (2 cm de profundidad) con una espátula metálica. ....	8
Figura 1.7.4: (a) Calicata de un manto de nieve heterogéneo (que presenta a lo menos 4 estratos diferente). (b) Calicata de a) de cerca, en el que se observa el perfil del manto de nieve, que posee una profundidad de 72 cm. (c) Manto de nieve homogéneo, resultante un único evento de precipitación (16 cm de profundidad). ....	9
Figura 1.7.5: (a) Colectores termoaislantes en terreno. (b) Colector termoaislante con muestras de nieve. ....	9
Figura 1.7.6: (a) Botellas PET de ½ L utilizadas para trasladar las muestras de nieve obtenidas en cada jornada. (b) Primer set de muestras enviado al laboratorio. ....	10
Figura 1.7.7: Puntos de muestreo de nieve, campaña 2017. ....	10
Figura 1.7.8: Domo de acrílico utilizado para medir flujo de evaporación durante la campaña. a) Punto de control cabecera de la quebrada Teniente. b) Punto de control quebrada Coya. ....	12
Figura 1.7.9: Puntos en los que se tomaron mediciones de flujos diarios de evaporación, campaña 2017. ....	12
Figura 1.7.10: Ejemplo de una curva de evaporación diaria tipo. Fuente: (Johnson, 2009) ....	16
Figura 2.1.1: Modos de transporte por viento. Suspensión, saltación y arrastre. Fuente: (DeWalle, 2008) ....	22
Figura 2.1.2: Metamorfismo isotermal, en el que granos detríticos de nieve seca se transforman en granos redondeados a lo largo del tiempo. Fuente: (DeWalle, 2008). ....	24

Figura 2.1.3: Imagen de ciertos tipos de cristales de nieve que han experimentado metamorfismo: (a) cristales dendríticos sometidos a metamorfismo isoterma, granos redondeados de nieve seca, (b) cristales de cara plana formados por metamorfismo de gradiente de térmico, (c) granos de nieve unidos tras ciclos de fusión y recongelamiento, metamorfismo de nieve húmeda Fuente: (DeWalle, 2008).	25
Figura 2.1.4: Ascenso de vapor de agua a lo largo de un gradiente de temperatura dentro de un manto de nieve. Fuente: (DeWalle, 2008).	25
Figura 2.1.5: Perfil de temperatura al comienzo y final del periodo de acumulación de un manto nival en California (US Army Corps of Engineers, 1956) tomado de DeWalle, (2010).	28
Figura 2.1.6: Sección en la que se observa hielo, poros y meniscos de agua congelados. Fuente: (Brzoka et al., 1998).	30
Figura 2.1.7: Formación de dedos de flujo durante la fusión inicial de un manto homogéneo con una profundidad de 28 cm, la cobertura nival es el resultado de un único evento de precipitación en Pensilvania (Foto D. R. DeWalle). La superficie de nieve fue rociada uniformemente con una mezcla de agua y colorante para trazar el movimiento del agua. Además, notar que tanto en la superficie como en la base del manto se observa que el agua se desplaza pendiente abajo (hacia la derecha) conservando el manto de la cobertura nival. Fuente: (DeWalle, 2008).	30
Figura 2.2.1: Contenido de 18O y variación del d-excess en neviza superficial (1 cm) durante un experimento de sublimación en el Glaciar Tapado, Chile. Fuente: (Stichler et al., 2001).	35
Figura 2.3.1: Gráfico que presenta distintos ajustes para la curva de evaporación en función de la profundidad a la cual se encuentra el nivel freático. Fuente:(Johnson, 2009).	37
Figura 3.1.1: Mapa de las unidades Geomorfológicas de la VI Región de Chile. Modificado Börgel (1983).	38
Figura 3.1.2: Mapa Geológico de la VI región en la zona de la alta cordillera. (Imagen modificada de Charrier et al., 1996 y tomada de Harrison, 2010).	41
Figura 3.1.3: La zona de Flat Slab divide la Zona Volcánica Central (ZVC) de la Zona Volcánica Sur (ZVS). Las líneas punteadas muestran las profundidades de la Zona de Bennioff. También es posible observar la ubicación de los megayacimientos de cobre de esta zona. Modificada de Stern y Skewes, 1995.	45
Figura 3.2.1:Geología simplificada mostrada a través del Nivel Teniente 6 (2165 msnm) del Yacimiento El Teniente. En la figura se muestra el límite del depósito definido por concentraciones superiores al 0,5% de Cu.	47

Figura 3.3.1: Mapa hidrogeológico de la Quebrada Teniente. (GOLDER, 2013). Las Unidades de Dep. de Escombros de Falda y de Dep. Aluvial-Coluvial corresponden a la actual Unidad Talus. ....	56
Figura 3.3.2: Perfil hidrogeológico sector Borde Cráter. Fuente: (VAI, 2017) .....	56
Figura 3.3.3: Perfil hidrogeológico transversal a la Quebrada Teniente. Fuente: (VAI, 2017) .....	57
Figura 4.1.1: Ubicación de las estaciones meteorológicas Sewell, Olla Blanca, Quebrada Coya y La Huacha. ....	58
Figura 4.1.2: Promedios mensuales de la temperatura registrada en las estaciones meteorológicas SE, QC, OB y LH durante el año 2017. ....	59
Figura 4.1.3: Promedios mensuales de radiación global horizontal registrada en las estaciones meteorológicas SE, QC y LH durante el año 2017. ....	59
Figura 4.1.4: Promedios mensuales de la velocidad del viento registrada en las estaciones meteorológicas SE, OB y LH durante el año 2017. ....	60
Figura 4.1.5: Gráfico con el promedio diario de temperatura durante el desarrollo de la Campaña 1 en las estaciones meteorológicas Sewell, Qda. Coya, Olla Blanca y La Huacha. Las tablas contienen los promedios de temperatura para los intervalos muestreados correspondientes a los 3 niveles superficiales de nieve.....	61
Figura 4.1.6: Gráfico con el promedio diario de radiación global horizontal durante el desarrollo de la Campaña 1 en las estaciones meteorológicas Sewell, Qda. Coya y La Huacha. Las tablas contienen los promedios de radiación para los intervalos muestreados correspondientes a los 3 niveles superficiales de nieve. ....	62
Figura 4.1.7: Gráfico con el promedio diario de velocidad del viento durante el desarrollo de la Campaña 1 en las estaciones meteorológicas Sewell, Olla Blanca y La Huacha. Las tablas contienen los promedios de velocidad del viento para los intervalos muestreados correspondientes a los 3 niveles superficiales de nieve. ....	62
Figura 4.2.1: Ubicación de las estaciones nivométricas Sewell, Adit 42 y Joachim.....	63
Figura 4.2.2: Plataforma ubicada en la estación nivométrica Adit 42.....	64
Figura 4.2.3: Densidad de la nieve acumulada durante un intervalo de tiempo determinado sobre las plataformas dispuestas en las estaciones nivométricas, 2014-2017. Fuente de los datos: Empresa contratista Mountain Safety.....	64
Figura 4.2.4: Promedios mensuales de densidad de nieve fresca medida durante los eventos de precipitación en la estación nivométrica Joachim, 2014-2017. Fuente de los datos: Empresa contratista Mountain Safety.....	65

Figura 4.2.5: Promedios mensuales de densidad de nieve fresca medidos durante los eventos de precipitación en las estaciones nivométricas Sewell, Adit 42 y Joachim, durante el año 2017. Fuente de los datos: Empresa contratista Mountain Safety.....	67
Figura 4.2.6: Promedios mensuales de la temperatura durante los días con precipitaciones registrados en las estaciones meteorológicas SE, QC, OB y LH entre los meses de mayo y octubre del año 2017. ....	67
Figura 4.2.7: (a) Calicata y (b) Perfil de densidad del manto de nieve en el punto de control Quebrada Coya, 12 de septiembre del 2017.....	68
Figura 4.2.8: Variación temporal en la densidad de estratos de nieve desde que éstos son depositados. Los datos se obtuvieron a partir de mediciones realizadas en los estratos M3 y M1 en los puntos de control CE, QC y JO.....	69
Figura 4.2.9: Variación temporal en la densidad de estratos de nieve desde que éstos son depositados. Además de los datos obtenidos en la campaña 1, el gráfico incluye los valores de densidad inicial de los niveles medidos durante ésta, correspondientes a la ponderación de las densidades de nieve fresca medidas durante un mismo evento de precipitación en las estaciones nivométricas. Fuente de los datos: Empresa contratista Mountain Safety y campaña 1.....	69
Figura 4.2.10: Variación temporal de la densidad del estrato de nieve M1 en 3 de los 6 puntos de control: Curva del Espejo, Quebrada Coya y Joachim. Datos de terreno campaña 1. ....	70
Figura 4.3.1: Mapa según orientación de la máxima pendiente del terreno, utilizando 8 tipos de orientaciones cuyos valores se encuentran en la simbología.....	71
Figura 4.3.2: Mapa que categoriza la zona de estudio entre sectores que presentan sombreado topográfico y sectores no sombreados.....	71
Figura 4.3.3: Mapa según altura, el área de estudio se divide en dos por la cota de los 2800 msnm. ....	72
Figura 4.3.4: Mapa según pendientes, el área de estudio se divide en dos categorías; acumula nieve o no acumula nieve en función de la pendiente que presenta la superficie del terreno.....	73
Figura 4.3.5: Mapa final de clasificación de la zona de estudio según su potencial de sublimación. ....	74
Figura 4.3.6: Mapa final de clasificación de la zona de estudio según su potencial de sublimación, además de la ubicación de los distintos puntos de control tanto de la Campaña 1 como de la Campaña 2.....	74

Figura 4.4.1: Composición isotópica de las muestras de nieve obtenidas durante la campaña 1. Los datos se agruparon según el tipo de muestra: (a)NF, (b)MNF, (c)M y (d)S. LMC corresponde a la línea de aguas meteóricas chilena ( $\delta D=8,3\delta^{18}O+9,8$ ; Spangenberg et al., 2007). .....	76
Figura 4.4.2: Contenido de $\delta^{18}O$ y d-excess del manto de nieve en función de su profundidad, en un perfil de nieve realizado y muestreado en el punto de control Curva del Espejo el 12 de septiembre del 2017.....	77
Figura 4.4.3: Contenido de $\delta^{18}O$ y d-excess del manto de nieve en función de su profundidad, en un perfil de nieve realizado y muestreado en el punto de control Quebrada Coya el 12 de septiembre del 2017. ....	77
Figura 4.4.4: (a)Variación temporal de $\delta^{18}O$ del estrato de nieve M3. (b) Variación temporal del contenido de d-excess del estrato de nieve M3. Las muestras colectadas el 12 y 13 de septiembre son de tipo MNF, mientras que las del 26 y 27 de septiembre son tipo S. Datos de terreno, campaña 1. ....	78
Figura 4.4.5: Diagrama $\delta D- \delta^{18}O$ de las muestras de nieve MNF y S pertenecientes al estrato M3. ....	78
Figura 4.4.6: (a)Variación temporal de $\delta^{18}O$ del estrato de nieve M2. (b) Variación temporal del contenido de d-excess del estrato de nieve M2. Las muestras colectadas el 30 de septiembre corresponden a nieve fresca NF mientras que las del día 30 de septiembre son de tipo S. Datos de terreno, campaña 1.....	79
Figura 4.4.7: Diagrama $\delta D- \delta^{18}O$ de las muestras de nieve MNF y S pertenecientes al estrato M2. ....	79
Figura 4.4.8: Variación en el contenido de $\delta^{18}O$ y d-excess dentro del estrato de nieve (M2). Las muestras MNF y S comparadas se colectaron durante la jornada del 03 de septiembre en los distintos puntos de control. Datos de terreno, campaña 1. ....	80
Figura 4.4.9: Diagrama $\delta D- \delta^{18}O$ de las muestras de nieve MNF y S pertenecientes al estrato M2. ....	80
Figura 4.4.10: Variación en el contenido de $\delta^{18}O$ y d-excess de las muestras de nieve fresca y sus respectivas muestras MNF, para los puntos de control Adit 42 y Joachim. Las muestras NF son del 30 de septiembre y las MNF del 03 de octubre. ....	81
Figura 4.4.11: (a)Variación temporal de $\delta^{18}O$ del estrato de nieve M1. (b) Variación temporal del contenido de d-excess del estrato de nieve M. Todas las muestras son tipo S. Datos de terreno, campaña 1 .....	82

Figura 4.4.12: Diagrama $\delta D$ - $\delta^{18}O$ de las muestras de nieve MNF y S pertenecientes al estrato M1. S1 corresponden a las muestras colectadas durante el 11 de octubre y S2 a las colectadas durante el 17 y 19 de octubre. Datos de terreno, campaña 1.....	82
Figura 4.5.1: Curva de evaporación diaria del día 07 de noviembre en el punto de control Quebrada Coya Ladera.....	83
Figura 4.5.2: Curva diaria de radiación global horizontal generada partir de los datos registrados en la estación meteorológica Sewell el día 07 de noviembre. ....	83
Figura 4.5.3: Curva diaria de radiación global horizontal generada partir de los datos registrados en la estación meteorológica Quebrada Coya el día 07 de noviembre.....	84
Figura 4.5.4: Curva de evaporación diaria del día 14 de noviembre en el punto de control Curva del Espejo. ....	84
Figura 4.5.5: Curva diaria de radiación global horizontal generada partir de los datos registrados en la estación meteorológica Quebrada Coya el día 14 de noviembre. ....	85
Figura 4.5.6: Curva de evaporación diaria del día 21 de noviembre en el punto de control Botadero Cráter Norte. ....	85
Figura 4.5.7: Curva diaria de radiación global horizontal generada partir de los datos registrados en la estación meteorológica Quebrada Coya el día 21 de noviembre. ....	85
Figura 4.5.8: Curva de evaporación diaria del día 12 de diciembre en el punto de control Quebrada Coya Ladera.....	86
Figura 4.5.9: Curva diaria de radiación global horizontal generada partir de los datos registrados en la estación meteorológica Quebrada Coya el día 12 de diciembre. ....	86
Figura 5.2.1: Se observa que sobre el nivel de nieve M1 se depositó nieve que corresponde a nieve transportada por viento. Fotografía tomada en el punto de control Botadero Cráter N el día 17 de octubre. ....	91

## Índice de Tablas

Tabla 2-1: Descripción de los cambios de estado del agua. Fuente: (DeWalle, 2008). (Basado en List,1963).....	20
Tabla 2-2: Estimación de las pérdidas por sublimación de nieve transportada por viento. Fuente: (DeWalle, 2008). .....	23
Tabla 3-1: Clasificación de estructuras geológicas del Yacimiento El Teniente. ....	51
Tabla 4-1: Promedios mensuales y anuales de densidad de nieve fresca y altura de nieve precipitada durante los años 2016 y 2017, en la estación nivométrica Sewell. ....	65
Tabla 4-2: Promedios mensuales y anuales de densidad de nieve fresca y altura de nieve precipitada durante los años 2016 y 2017, en la estación nivométrica Adit 42. ....	66
Tabla 4-3: Promedios mensuales y anuales de densidad de nieve fresca y altura de nieve precipitada durante los años 2016 y 2017, en la estación nivométrica Joachim. ....	66
Tabla 4-4: Variación isotópica y del contenido de d-excess de las muestras MNF respecto a sus correspondientes muestras de nieve fresca NF, en los puntos de control Adit 42 y Joachim. ....	81
Tabla 4-5: Resumen de los valores de EV diaria obtenidos durante la Campaña 2. ....	87
Tabla 0-1: Ubicación de los puntos de control de la Campaña 1 .....	110
Tabla 0-2: Ubicación de los puntos de control de la Campaña 2 .....	110
Tabla 0-3: Coordenadas de las estaciones meteorológicas.....	111
Tabla 0-4: Promedios mensuales de los registros de la Estación Meteorológica Sewell entre los años 2014 y 2017.....	111
Tabla 0-5: Promedios mensuales de los registros de la Estación Meteorológica Quebrada Coya durante el 2017. ....	113
Tabla 0-6: Promedios mensuales de los registros de la Estación Meteorológica Olla Blanca entre los años 2014 y 2017. ....	114
Tabla 0-7: Promedios mensuales de los registros de la Estación Meteorológica La Huacha entre los años 2014 y 2017.....	116
Tabla 0-8: Promedios diarios de temperatura, radiación global horizontal y velocidad del viento registrados en las Estaciones Meteorológicas Sewell y Quebrada Coya durante el desarrollo de la Campaña de terreno I.....	119

Tabla 0-9: Promedios diarios de temperatura, radiación global horizontal y velocidad del viento registrados en las Estaciones Meteorológicas Olla Blanca y La Huacha durante el desarrollo de la Campaña de terreno I.....	121
Tabla 0-10: Coordenadas de las estaciones nivométricas. ....	124
Tabla 0-11: Hora de muestreo y altura del manto de nieve.....	125
Tabla 0-12: Densidad del nivel superficial de nieve en el punto Curva del espejo.....	125
Tabla 0-13: Hora de muestreo y altura del manto de nieve.....	126
Tabla 0-14: Densidad para cada nivel de nieve en el punto Qda. Coya. ....	126
Tabla 0-15: Densidad del nivel superior de nieve en el punto Joachim. ....	126
Tabla 0-16: Densidad del nivel superficial de nieve en el Punto Botadero Cráter Norte. ....	127
Tabla 0-17: Densidad del nivel superficial de nieve en el punto La Cuchilla.....	128
Tabla 0-18: Densidad del nivel superficial de nieve en el punto de control Joachim. ....	129
Tabla 0-19: Hora de muestreo y altura de nieve.....	131
Tabla 0-20: Densidad del nivel superficial de nieve en el punto Curva del Espejo. ....	131
Tabla 0-21: Hora de muestreo y altura de nieve.....	132
Tabla 0-22: Densidad del manto de nieve en el punto QC.....	132
Tabla 0-23: Hora de muestreo y altura de los niveles de nieve.....	133
Tabla 0-24: Densidad del nivel superficial de nieve en el punto Botadero Cráter Norte.....	133
Tabla 0-25: Hora de muestreo y altura del manto de nieve.....	133
Tabla 0-26: Densidad del nivel superficial de nieve en el punto La Cuchilla.....	133
Tabla 0-27: Hora de muestreo y altura del manto de nieve.....	134
Tabla 0-28: Densidad del manto de nieve en el punto Joachim. ....	134
Tabla 0-29: Hora de muestreo y altura del manto de nieve.....	134
Tabla 0-30: Densidad del manto de nieve en el punto Adit 42. ....	134
Tabla 0-31: Hora de muestreo y altura del manto de nieve.....	135

Tabla 0-32: Densidad del manto de nieve en el punto Curva del espejo. ....	135
Tabla 0-33: Densidad del manto de nieve en el punto Curva del espejo. ....	135
Tabla 0-34: Densidad del manto de nieve en el punto Qda. Coya. ....	135
Tabla 0-35: Hora de muestreo y altura del manto de nieve.....	136
Tabla 0-36: Densidad del manto de nieve en el punto Botadero Cráter Norte.....	136
Tabla 0-37: Hora de muestreo y altura del manto de nieve.....	137
Tabla 0-38: Densidad del manto de nieve en el punto La Cuchilla.....	137
Tabla 0-39: Hora de muestreo y altura del manto de nieve.....	137
Tabla 0-40: Densidad del manto de nieve en el punto Joachim. ....	137
Tabla 0-41: Hora de muestreo y altura del manto de nieve.....	138
Tabla 0-42: Hora de muestreo y altura del manto de nieve.....	138
Tabla 0-43: Hora de muestreo y altura del manto de nieve.....	139
Tabla 0-44: Densidad del manto de nieve en el punto Curva del espejo. ....	139
Tabla 0-45: Hora de muestreo y altura del manto de nieve.....	139
Tabla 0-46: Densidad del manto de nieve en el punto Qda. Coya. ....	139
Tabla 0-47: Hora de muestreo y altura del manto de nieve.....	140
Tabla 0-48: Densidad del manto de nieve en el punto Botadero Cráter Norte.....	140
Tabla 0-49: Hora de muestreo y altura del manto de nieve.....	141
Tabla 0-50: Densidad del manto de nieve en La Cuchilla.....	141
Tabla 0-51: Hora de muestreo y altura del manto de nieve.....	142
Tabla 0-52: Densidad del manto de nieve en el punto Joachim. ....	142
Tabla 0-53: Tabla de resumen de las muestras recolectadas en la Campaña 1. ....	142

# 1. Introducción

Durante el periodo de vida de los mantos estacionales, parte de la nieve superficial de éste es liberado hacia la atmósfera en forma de flujos de vapor de agua, mediante el proceso de sublimación (Gustafson, 2010), constituyendo una fracción del recurso hídrico almacenado que no se encontrará disponible para ser fundido durante el periodo de deshielo. El factor de sublimación es uno de los componentes menos estudiados dentro de los balances hidrológicos de cuencas nivales en Chile.

El presente trabajo de memoria se desarrollará en la mina El Teniente, en la cual las labores mineras se ven dificultadas debido a la acción de parte del ciclo hidrológico. Durante la temporada estival se infiltra agua proveniente de la fusión del manto nival de la Quebrada El Teniente. La estimación de dicho aporte es un factor crítico para disminuir potenciales riesgos que impliquen pérdidas humanas y/o económicas.

En el tiempo se han realizado diversos estudios hidrogeológicos en la zona de investigación, donde los valores de infiltración se obtienen como la diferencia entre las precipitaciones y las pérdidas, éstas últimas asociadas a la sublimación del manto nival y la evaporación de sus remanentes. Los porcentajes de pérdidas utilizados en estos estudios varían significativamente (13%-50%), debido a que carecen de mediciones en terreno para poder sustentarlos.

Con la finalidad de generar una base de datos más robusta que permita mejorar los balances hídricos realizados en la Cueca de la Quebrada El Teniente, se estimarán las pérdidas mediante mediciones físico-químicas realizadas en terreno. La fuerte relación entre la exposición a la radiación solar, el equivalente de nieve en agua y la química, sugieren que a partir de valores químicos de la nieve en el momento de máxima acumulación se puede estimar la sublimación durante el invierno (Gustafson et al., 2010). Moser y Stichler (1975) estudiaron los efectos de la sublimación en isótopos de agua presentes en la nieve y concluyeron que la sublimación fue responsable del enriquecimiento de isótopos pesados de  $^2H$  y  $^{18}O$  del manto nival. Por lo que el porcentaje de pérdida por sublimación se determinará a partir del fraccionamiento de isótopos pesados de H y O presentes en el manto de nieve, mientras que el porcentaje de pérdida por evaporación se obtendrá utilizando la metodología del domo.

## 1.1 Hipótesis

La variación de las firmas isotópicas de  $^2H$  y  $^{18}O$  del manto nival en conjunto con la toma de datos de evaporación, permiten determinar el porcentaje de pérdidas del manto tanto por sublimación como por la evaporación en los remanentes de éste.

## 1.2 Objetivos

### 1.2.1 Objetivo general

El presente estudio tiene como objetivo general estimar las pérdidas hidrológicas del manto nival y sus áreas remanentes en la cuenca de la Quebrada El Teniente.

### 1.2.2 Objetivos específicos

- Mejorar la estimación de la precipitación nival de la cuenca incorporando los valores de densidad de nieve medidos.
- Evaluar el porcentaje de sublimación del manto nival de la cuenca mediante el análisis de isótopos estables de agua.
- Evaluar el porcentaje de evaporación en los remanentes de la cobertura nival utilizando la metodología del domo.

### 1.3 Ubicación y accesos

El área de estudio se encuentra en la VI Región del Libertador Bernardo O'Higgins, Provincia de Cachapoal, Comuna de Machalí. El yacimiento de Cobre-Molibdeno "EL Teniente" se encuentra emplazado en el flanco occidental de la Cordillera de los Andes Centrales de Chile, a los 34°04' latitud sur y 70°22' longitud oeste, a una altura entre los 2.200 y 3.200 msnm.

El acceso a las instalaciones se realiza desde Rancagua por la carretera asfaltada Eduardo Frei Montalva (ex carretera El Cobre), la que une la ciudad de Rancagua con la localidad de Colón Alto en el kilómetro 46.



Figura 1.3.1: Ubicación de El Teniente y vías de acceso por la Carretera del Cobre.

## 1.4 Hidrología

La Cuenca del Río Coya pertenece a la Hoya Hidrográfica del Río Cachapoal, ubicada en la Provincia de O'Higgins entre los 34° y 34°30' latitud Sur y los 69°45' y 70°45' longitud Oeste. Presenta una orientación NE-SW y posee una superficie de 26.053,2 Ha.

El régimen hidrológico en La Cuenca de la Quebrada Teniente es de tipo pluvio-nival, en el cual las precipitaciones sólidas constituyen alrededor de un 50% de la precipitación anual. La cuenca presenta altas tasas de infiltración y un escurrimiento de agua superficial de carácter estacional (octubre-enero). La nieve caída durante el invierno se acumula en cerros y quebradas, posteriormente, y debido al aumento de temperatura en los meses de primavera-verano éstas reservas de nieve comienzan a derretirse, generando escurrimiento superficial en algunas zonas e infiltraciones directas en otras.

La Cuenca de la Quebrada El Teniente posee un área aproximada de 26  $km^2$  y contiene a las siguientes subcuencas:

- La Huacha: subcuenca cabecera norte, con un área de 3,64  $km^2$  y una cota máxima de 3.650 msnm.
- La Huifa: subcuenca cabecera este, con un área de 6,9  $km^2$  y una cota máxima de 3.750 msnm.
- Cráter: Cráter de subsidencia asociado a la explotación de la mina subterránea, con un área de 4 a 5,62  $km^2$  y una cota máxima de 3.500 msnm.
- Quebrada Diablo: subcuenca ubicada al oriente de la mina subterránea, en el sector del rajo sur, se estima que tiene un área de 1,02  $km^2$  afectado por la subsidencia y un área total de 6,28  $km^2$ .
- Teniente inferior con un área de 4  $km^2$ .

Como antecedente, la quebrada cuenta con un sistema de bocatomas en los sectores de La Huacha y La Huifa, que interceptan las aguas superficiales y subsuperficiales en los sectores de cabecera.

## 1.5 Clima

Según la clasificación climática de Köppen y Geiger (1930) (modificada por (Kottke, Grieser, Beck, Rudolf, & Rubel, 2006), la zona de estudio presenta un clima de tipo templado con estación de verano seca y cálida (Csb). El promedio anual de precipitación de 697 mm (Estación meteorológica Sewell, 2010-2017, excluyendo el año 2016) y aproximadamente la mitad de la precipitación anual cae en forma de sólida durante los meses de invierno (junio-septiembre). Las temperaturas mínimas y máximas fluctúan entre  $-6^{\circ}\text{C}$  y  $28^{\circ}\text{C}$ , con un promedio anual de  $11^{\circ}\text{C}$ . Además, presenta una humedad relativa promedio menor al 55% y vientos con dirección NE-SW preferencialmente y magnitudes máximas de 6 m/s en los valles ( $\sim 2.100$  msnm) y 14 m/s en las cimas ( $\sim 3.000$  msnm) (Estaciones Meteorológicas Sewell y La Huacha, 2016-2017).

La vegetación presente está compuesta por una cubierta de pequeños arbustos, pastos que adoptan formas de cojinetes y champas, además de llaretas y coirones. Por sobre los 2.000 msnm la densidad de vegetación disminuye significativamente hasta hacerse casi nula.

En el pasado la fauna estaba constituida por vizcachas, pumas y zorrillos, además de patos, perdiz de la cordillera y cóndores, sin embargo, el aumento de la actividad minera ha disminuido notablemente su población.

## 1.6 Geomorfología

Según CONAF (1992) en la Cuenca del Río Coya se pueden reconocer tres unidades geomorfológicas: Cordillera Media, Cordillera Alta y Caja del Río Coya. En específico, la cuenca de la Quebrada El Teniente se ubica en la Cordillera Alta. Zona montañosa entre los 2.000 y 3.800 msnm, de pendientes entre 50% y 69%.

## 1.7 Metodología

El presente trabajo se llevó a cabo entre los meses de septiembre del 2017 y mayo del 2018, tanto en las dependencias de CODELCO División El Teniente, como en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile. En primera instancia, se realizó una recopilación y revisión bibliográfica, posteriormente se seleccionaron los puntos de muestreo que derivarían en las dos campañas de terreno realizadas entre septiembre y diciembre del 2017. En segunda instancia, al contar con los parámetros medidos en terreno y los resultados de los análisis isotópicos de las muestras de nieve, se procesaron e interpretaron los datos obtenidos, a partir de los cuales se efectuó el análisis de las pérdidas hídricas de la cobertura nival en la Cuenca de la Quebrada Teniente.

### 1.7.1 Recopilación y revisión bibliográfica

Compilación de antecedentes generales, geológicos e hidrogeológicos de la zona de estudio, bibliografía de hidrología de nieves, además de estudios en los que se utilizaron las metodologías aplicadas en el presente estudio trabajo. Esto con la finalidad de contextualizar el objetivo del mismo y elaborar un marco teórico, geológico e hidrogeológico.

## 1.7.2 Selección de puntos de muestreo

Se realizaron dos campañas de muestreo, la primera para determinar parámetros vinculados al manto nival, y la segunda para medir la tasa de evaporación mediante la metodología del domo de acrílico. Los valores de sublimación y evaporación varían espacial y temporalmente, ya que estos dependen de las condiciones intrínsecas al terreno y su ubicación geográfica, y de variables meteorológicas. Debido a lo anterior se seleccionaron puntos de control en zonas ubicadas a distinta altitud y con distinta orientación, ya que dichos parámetros se relacionan a las variables de temperatura, velocidad del viento y exposición a la radiación solar.

## 1.7.3 Campañas de Terreno

Se realizaron dos campañas de terreno diferentes, en la primera se recolectaron muestras de nieve y se midieron distintos parámetros necesarios para la estimación de porcentajes de sublimación y en la segunda se utilizó la metodología del domo para medir flujos de evaporación desde el suelo, ambos terrenos se llevaron a cabo en puntos estratégicos dentro de la zona de estudio.

### 1.7.3.1 Campaña 1

Para la realización de la campaña de muestreo de nieve; medición de parámetros, recolección, preservación, almacenamiento y transporte de muestras, se requirió de los siguientes implementos:

- Balanza electrónica ZEAST modelo SF 400 con una capacidad de 5Kg/1g.
- Bidones PET (5L) para muestras de nieve.
- Botellas PET (1L) para muestras de nieve.
- Frascos plásticos con tapa y contratapa (40ml) para enviar las muestras de agua al laboratorio.
- Pala.
- Espátula metálica.
- Tubos de PVC dimensionados (1. 2L y 267g 2. 0,5 L y 106 g).
- Cajas termoaislantes (cooler) para almacenamiento y transporte de muestras de nieve.
- Cinta adhesiva.
- Plumones permanentes.
- Tijeras y/o corta-cartón.
- Altímetro anemómetro Brunton ADC-SMT PRO.
- Cámara fotográfica.
- Elementos de protección personal (EPP).

## Instructivo de muestreo:

- Testigos o bloques de nieve (Para determinar densidad):

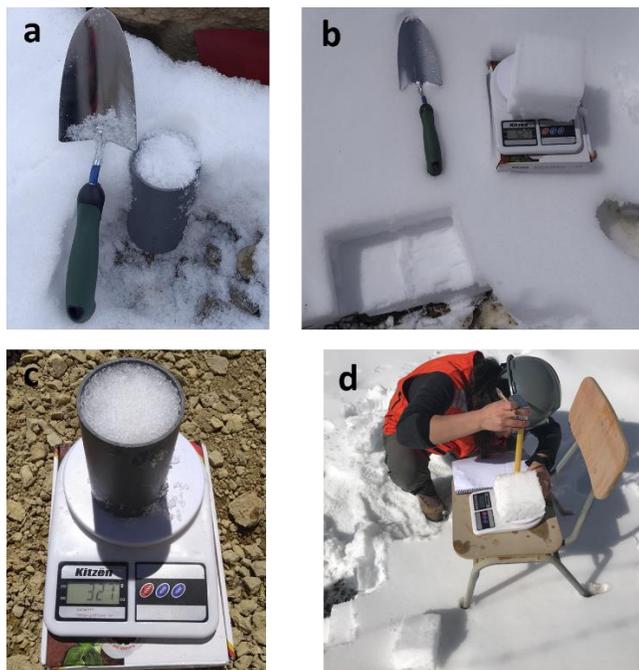


Figura 1.7.1: (a) Colector con el cual se extraen los testigos de nieve del manto nival. (b) Fotografía en la que se observa la zona respecto al manto de donde se obtuvieron los bloques de nieve, uno de ellos es masado en una balanza digital. (c) Testigo de nieve dentro de su colector de 327 g. (d) Fotografía en la que se observa a personal dimensionando un bloque de nieve.

Introducir de forma vertical el colector (tubo de PVC) en la nieve hasta que su parte superior coincida con la superficie del manto nival (Figura 1.7.1.a), utilizando la pala para retirar la nieve circundante al colector, posteriormente, insertar la espátula metálica en la base del tubo de PVC con el objetivo de retirarlo del manto nival y no perder parte del testigo en su trayecto. Cuando los estratos poseen un espesor menor a la altura del colector de nieve, emplear la espátula metálica para cortar bloques de nieve dimensionados (Figura 1.7.1.b y d). A continuación, masar en una balanza los testigos o bloques de nieve retirados para finalmente calcular su densidad a partir del cociente entre su volumen (que es conocido) y su masa (medida) (Figura 1.7.1.b y Figura 1.7.1.c).

- *Muestras de nieve fresca (para determinar las firmas isotópicas iniciales del sistema):*



Figura 1.7.2: (a) y (b) Colector para nieve fresca instalado en el punto de control Curva del Espejo. (c) Fotografía tomada después del primer evento de precipitación muestreado, en el que se retiró el colector a partir del cual se extrajo la muestra.

Previo a un frente de precipitación sólida instalar los colectores plásticos (bidones PET de 5L) de nieve en los puntos de muestreo (Figura 1.7.2.a y b). Posterior al evento de precipitación retirar las muestras de nieve desde los recipientes, almacenarlas en frascos plásticos (botellas PET de 1L) (Figura 1.7.2.c y Figura 1.7.6.a) y mantenerlas congeladas en contenedores termoaislantes (cooler). Vaciar, limpiar y reubicar los colectores de nieve.

- *Muestras de la superficie del manto de nieve (para determinar el fraccionamiento isotópico en el tiempo):*

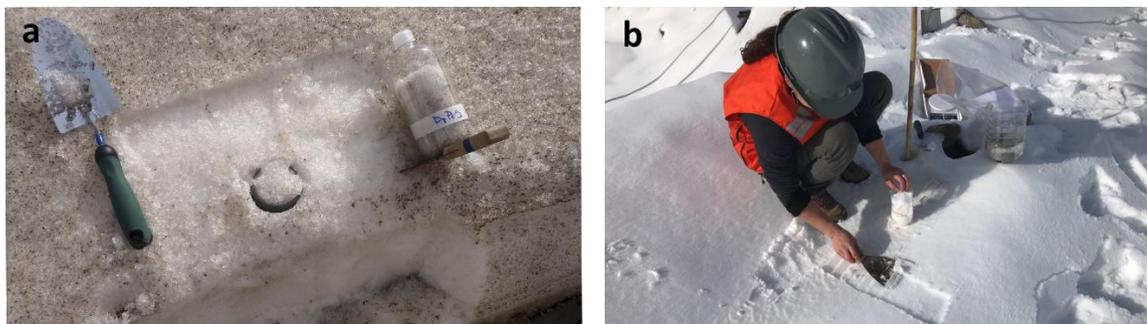


Figura 1.7.3: (a) Cuadrícula a partir de la cual se obtuvo una muestra de nieve expuesta (a la derecha). (b) Personal muestreando nieve superficial (2 cm de profundidad) con una espátula metálica.

Con la espátula generar una cuadrícula de 50x50 cm aproximadamente en la superficie de la nieve y retirar la nieve contenida en la cuadrícula (2 cm de profundidad aproximadamente) (Figura 1.7.3). Almacenar las muestras retiradas en frascos plásticos (botellas PET de 1L) y mantenerlas congeladas en contenedores termoaislantes (cooler).

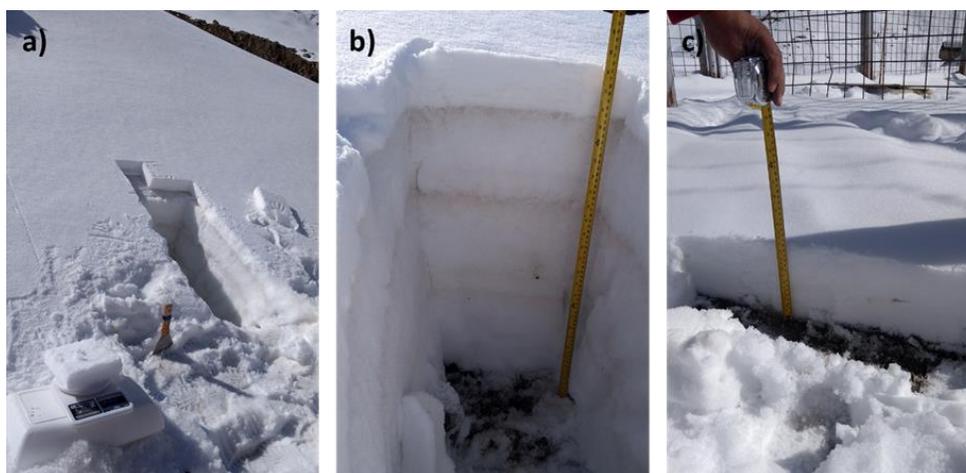


Figura 1.7.4: (a) Calicata de un manto de nieve heterogéneo (que presenta a lo menos 4 estratos diferente). (b) Calicata de a) de cerca, en el que se observa el perfil del manto de nieve, que posee una profundidad de 72 cm. (c) Manto de nieve homogéneo, resultante un único evento de precipitación (16 cm de profundidad).

Se realizaron terrenos semanalmente entre el 12 de septiembre y el 19 de octubre del 2017, durante cada visita a los distintos puntos de control se hicieron calicatas de cara plana hasta la base del manto (del orden de centímetros a metros según la profundidad que éste presentara) con la finalidad de identificar los distintos estratos de nieve y medir su altura (Figura 1.7.4) , se colectaron las muestras de nieve necesarias aplicando la metodología del instructivo de muestreo y se midió la densidad de nieve del estrato superior del manto. Además, se tomó registro fotográfico antes, durante y después de realizar las mediciones en cada punto de control. Las muestras colectadas se almacenaron en contenedores termoaislantes con el propósito de mantenerlas congeladas (Figura 1.7.5), sin embargo, la temperatura dentro de éstos no fue controlada durante el día, por lo que no se puede asegurar que se hayan mantenido bajo los 4°C. Durante la noche se dejaron fundir a temperatura ambiente, para posteriormente ser trasvasiadas a frascos herméticos de 30ml, con la precaución de no dejar espacio entre la superficie del agua y la contratapa del envase. Finalmente, las muestras fueron enviadas al Laboratorio de Isótopos Ambientales del Departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona, para análisis de isótopos estables de agua (Figura 1.7.6.b).

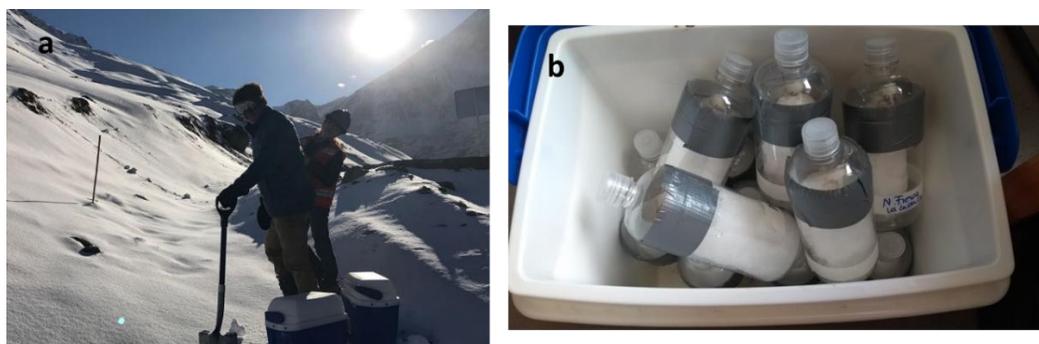


Figura 1.7.5: (a) Colectores termoaislantes en terreno. (b) Colector termoaislante con muestras de nieve.



Figura 1.7.6: (a) Botellas PET de ½ L utilizadas para trasladar las muestras de nieve obtenidas en cada jornada. (b) Primer set de muestras enviado al laboratorio.

A modo de resumen, la primera campaña consistió en 9 días de terreno realizados durante las fechas mencionadas anteriormente, en la cual se obtuvieron 50 muestras de nieve siguiendo la propuesta de muestreo en la medida que las condiciones de seguridad lo permitieran.

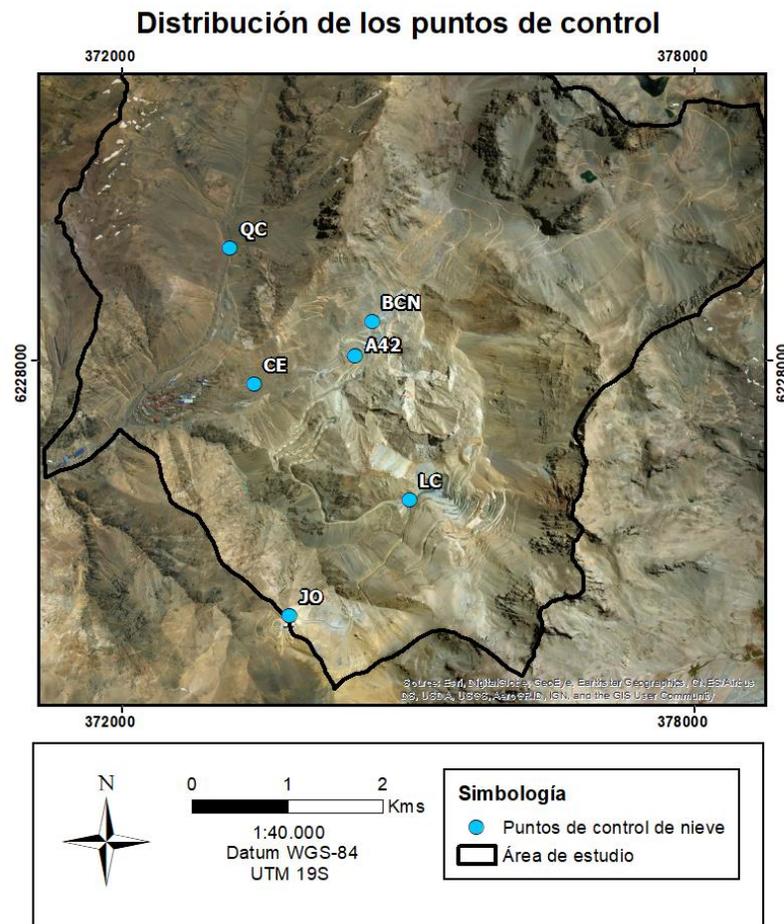


Figura 1.7.7: Puntos de muestreo de nieve, campaña 2017.

### 1.7.3.2 Campaña 2

Durante la segunda campaña de terreno se estimaron flujos de evaporación desde el suelo mediante la metodología del domo.

Para la realización de la campaña se requirió de los siguientes implementos:

- 1 domo: cámara semiesférica de acrílico Acrílicos Induacril que posee un radio de 0,6 m y un espesor de 6 mm.
- Sensor para la medición de humedad relativa y temperatura modelo VAISALA HM70.
- Faldón para el domo de acrílico.
- Altímetro anemómetro Brunton ADC-SMT PRO.
- 2 ventiladores, para su funcionamiento se utilizaron reguladores de voltaje con un rango entre 0 y 12 V, además de cables de cobre para realizar las conexiones del sistema eléctrico.
- Tubos de PVC, utilizados para ubicar el sensor y los ventiladores dentro del domo.
- Cámara fotográfica.
- Elementos de protección personal (EPP).

Los domos de acrílico permiten cuantificar la evaporación desde el suelo, basándose en la cuantificación del incremento del vapor de agua, mediante una cámara semiesférica de acrílico (Stannard, 1988).

Las mediciones se realizaron utilizando una cámara semiesférica de acrílico (Figura 1.7.8), en la que se midieron niveles de humedad relativa y temperatura en su interior y en su exterior la presión atmosférica. La cámara además debe contar con dos ventiladores ubicados en extremos opuestos, con el objetivo de reproducir la velocidad del viento presente fuera del domo de acrílico y establecer una mezcla eficiente del vapor de agua almacenado en el volumen de control.

#### Instructivo de medición:

- Preparación de equipos: Instalar el sensor de humedad relativa y temperatura en el centro de la cúpula y a una altura de 30 cm aprox. respecto al nivel del suelo, instalar los 2 ventiladores con un giro de 30° aprox. respecto al centro de la cúpula y a la misma altura del sensor, limpiar las paredes del domo, acondicionar (aplanar y/o rellenar) el terreno donde se ubicará el domo e instalar un faldón a lo largo del perímetro de éste. Los dos últimos procedimientos tienen por objetivo evitar el ingreso de aire al interior de la cámara.
- Ventilación: previo a cada medición se debe ventilar el domo.
- Medición: una vez ventilado el domo, medir la velocidad del viento con el anemómetro y ajustar la potencia de los ventiladores hasta que estos reproduzcan las condiciones externas. Disponer rápidamente el domo sobre la superficie del suelo y comenzar el registro con el sensor. Para el presente terreno cada medición tiene una duración ideal de 15 min.
- Repeticiones: Realizar una nueva medición cada 30 min entre las 09:00 hrs y las 17:00 hrs aproximadamente.



Figura 1.7.8: Domo de acrílico utilizado para medir flujo de evaporación durante la campaña. a) Punto de control cabecera de la quebrada Teniente. b) Punto de control quebrada Coya.

La campaña se realizó entre el 07 de noviembre y el 26 de diciembre del 2017, con 8 días de terreno y un total de 8 puntos de control, en los que se determinaron los flujos de evaporación diaria mediante la metodología de medición mencionada anteriormente. Es ideal tener un registro de la evaporación desde que amanece hasta que anochece, sin embargo, debido a que la jornada laboral del personal CODELCO es acotada, las mediciones en su mayoría se realizaron entre las 09:00 Hrs y las 17:00 Hrs.

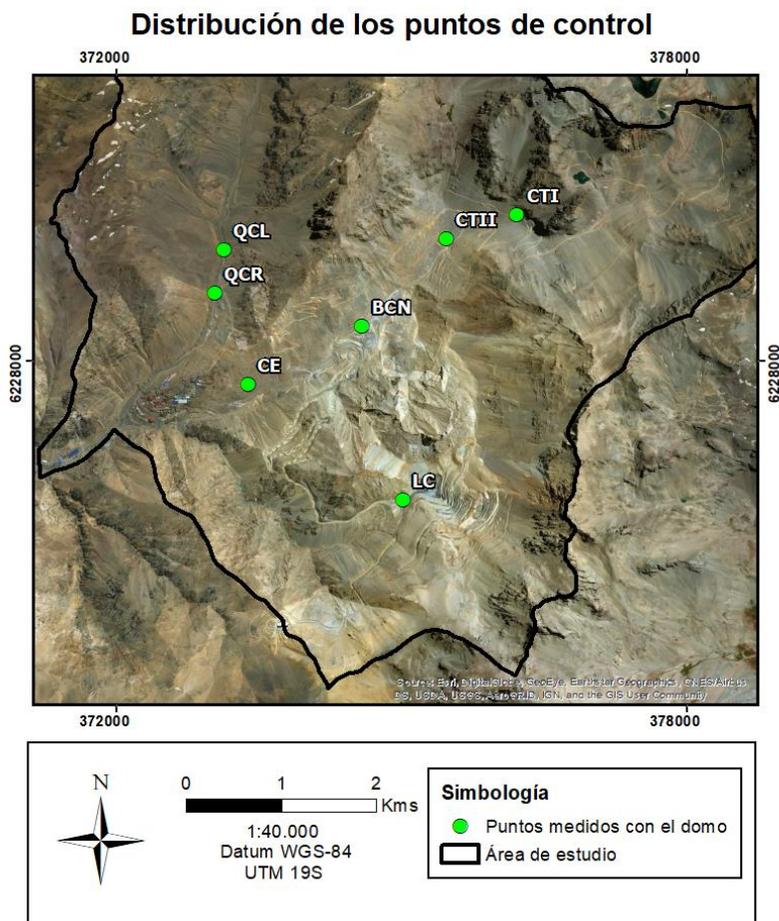


Figura 1.7.9: Puntos en los que se tomaron mediciones de flujos diarios de evaporación, campaña 2017.

## 1.7.4 Análisis y procesamiento de datos

### 1.7.4.1 Sublimación

#### **Análisis isotópico**

En esta etapa se analizaron las firmas isotópicas de las distintas muestras de nieve y su variación tanto en el tiempo como en el espacio, con la finalidad de identificar los posibles procesos experimentados por el manto de nieve durante el intervalo de muestreo. Para ello se realizaron gráficos de  $D/^{18}O$ ,  $^{18}O/tiempo$  y se determinaron los valores de *d-excess* de cada muestra y su variación en el tiempo. De forma complementaria se analizaron los datos obtenidos de las estaciones meteorológicas durante el intervalo de muestreo, con el propósito de relacionar la influencia de las condiciones meteorológicas (radiación solar global, temperatura y velocidad del viento, entre otros.) presentes en la zona de estudio durante la campaña de terreno con la variación de las firmas isotópicas del manto nival.

El análisis de isótopos estables de agua de las muestras de nieve se realizó en el Laboratorio de Isótopos Ambientales del Departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona. En el cual para el análisis de  $\delta D$  se utilizó un espectrómetro de masas (Delta-S, Thermo Finnegan, Bremen, Germany) equipado con un dispositivo automatizado de reducción de cromo (H-Device, Thermo Finnegan) para la generación de cromo metálico a 750°C y para el análisis de  $\delta^{18}O$  se utilizó el mismo espectrómetro de masas usando una unidad de equilibrio  $CO_2 - H_2O$  automatizada. Al realizar la estandarización se consideraron como referencia VSMOW2 y SLAP2. La precisión para  $\delta^{18}O$  es de  $\pm 0.09\%$  y para  $\delta D$  es de  $\pm 1\%$ .

#### **Balance de masa del isótopo de oxígeno**

La fracción de nieve sublimada se calculó utilizando las siguientes ecuaciones de balance de masa del isótopo de oxígeno, que son similares para el deuterio (Clark and Fritz, 1997). A partir de la ecuación (1) se determina el fraccionamiento en equilibrio  $\epsilon^{18}O_{l-s}$  expresado por mil (‰) debido a la transición de la fase sólida a la gaseosa, donde  $\alpha$  al factor de fraccionamiento ( $\alpha = 1,015$ ) (O'Neil, 1968).

$$\epsilon^{18}O_{l-s} = (1 - \alpha) * 10^3, \quad (1)$$

El fraccionamiento cinético  $\Delta\epsilon^{18}O_{l-s}$  se rige por la ecuación (xx), donde  $h$  es la humedad relativa en el límite atmósfera-nieve

$$\Delta\epsilon^{18}O_{l-s} = 14,2 * (1 - h). \quad (2)$$

El fraccionamiento total de  $^{18}O$  ( $\epsilon^{18}O_T$ ) debido a sublimación corresponde a la suma del fraccionamiento en equilibrio y cinético, expresado como

$$\varepsilon^{18}O_T = \varepsilon^{18}O_{l-s} + \Delta\varepsilon^{18}O_{l-s}. \quad (3)$$

La fracción residual de nieve  $f$ , se calcula en base a la ecuación de destilación de Rayleigh

$$\delta^{18}O_{Obs} - \delta^{18}O_{Nieve Fresca} = \varepsilon^{18}O_T * \ln(f), \quad (4)$$

donde  $\delta^{18}O_{Obs}$  es el valor isotópico VSMOW observado de cada muestra y  $\delta^{18}O_{Nieve Fresca}$  es el valor VSMOW isotópico de las nevadas.

### **Método para estimar la cantidad sublimada**

De la ecuación (4) se obtiene  $f$  que corresponde a la masa residual (%), por ende, la masa sublimada  $S$  (%) se determinará mediante la siguiente expresión

$$S = 1 - f \quad (5)$$

La masa sublimada durante el periodo de muestreo se debe extrapolar a la cantidad de tiempo que el manto de nieve permanezca en un área determinada de la zona de estudio, considerando que este valor puede cambiar en función de la influencia de las variables que se describirán dentro del marco teórico.

#### *1.7.4.2 Evaporación*

### **Domos de acrílico**

La tasa de evaporación instantánea se calcula a partir de las siguientes ecuaciones, basadas en la ley de presiones parciales que establece que la presión ejercida por un gas es independiente a la presencia de otros gases (Fritschen y Gay, 1979).

La presión de saturación de vapor  $e_s$  (Pa) se determina en función de la temperatura medida con el sensor  $T$  (°C) mediante la ecuación

$$e_s = 611 \cdot \exp\left(\frac{17,27 \cdot T}{273,3 + T}\right) \quad (6)$$

A partir de  $e_s$  y de la humedad relativa  $HR$  (%) medida con el sensor, se calcula la presión de vapor  $e$  (Pa) de acuerdo a la ecuación

$$e = \frac{HR \cdot e_s}{100} \quad (7)$$

La humedad específica  $q_v$  se obtiene de la relación entre la presión de vapor  $e$  y la presión de aire húmedo o presión atmosférica  $P$  expresada en la ecuación

$$q_v = 0,622 \cdot \frac{e}{P} \quad (8)$$

Basados en la Ley de los Gases ideales se calcula la densidad de aire húmedo  $\rho_a (kg \cdot m^{-3})$ , en la cual  $R_a$  corresponde a la constante de gas para aire húmedo y  $R_d$  a la constante de gas para aire seco medidos en  $(J \cdot kg^{-1} \cdot ^\circ K^{-1})$ , mediante las ecuaciones

$$R_a = R_d(1 + 0,608 \cdot q_v) \quad (9)$$

$$\rho_a = \frac{P}{R_a \cdot T} \quad (10)$$

La temperatura en la ecuación (10) debe expresarse en  $^\circ K$ . Una vez determinada la densidad de vapor de agua calcular la masa de agua  $a$  dentro del domo, utilizando la siguiente ecuación

$$a = q_v \cdot \rho_a \cdot 1000 \quad (11)$$

La curva denota un incremento en la cantidad de agua retenida en el interior del domo a lo largo del tiempo. Luego de un periodo determinado la tasa de incremento de vapor decae debido a la disminución del déficit higrométrico. Conociendo el área  $A (m^2)$  y volumen  $V (m^3)$  del domo, se puede obtener la evaporación instantánea  $EV$  a partir de la ecuación (12), considerando la tasa de cambio de la densidad de vapor en el domo  $M (g \cdot m^{-3} \cdot s^{-1})$  como el valor máximo del ajuste lineal móvil de 5 puntos, entre la densidad de vapor y el tiempo

$$EV = \frac{86,4 \cdot M \cdot V}{A \cdot C} \quad (12)$$

en la cual la constante 86,4 se aplica para cambiar las unidades, convirtiendo  $g \cdot s^{-1}$  en  $mm \cdot día^{-1}$  y  $C$  corresponde al factor de calibración. Las mediciones deben realizarse a intervalos regulares considerando las condiciones meteorológicas existentes, si no se presentan cambios

abruptos en ellas el intervalo debe ser como máximo de una hora durante el periodo de luz solar. Finalmente, la tasa de evaporación diaria se obtendrá calculando el área bajo la curva de las estimaciones puntuales realizadas a lo largo del día. Para no subestimar la evaporación real, la curva de evaporación diaria fue extrapolada manteniendo la tendencia de los primeros y últimos puntos medidos en el día, hasta llegar a tasas nulas. El intervalo de evaporación considera las horas del día en el cual el terreno se encuentra expuesto a la radiación solar, en otras palabras, durante la noche cuando el sol se esconde la tasa de evaporación es nula.



Figura 1.7.10: Ejemplo de una curva de evaporación diaria tipo. Fuente: (Johnson, 2009)

### **Calibración del domo:**

El proceso de calibración consiste en comparar distintas mediciones realizadas con la metodología del domo con resultados obtenidos a partir una de una experiencia alternativa e independiente, realizada en forma simultánea. El método alternativo cuantifica la pérdida de agua por evaporación desde un recipiente con agua, registrando la variación de masa a través de una balanza de precisión (Johnson, 2009).

El análisis de los datos consiste en determinar la tasa de evaporación obtenida por ambas metodologías y graficarlas. La pendiente de la recta correspondiente al mejor ajuste lineal pasando por el origen, corresponderá al factor de calibración con el cual se corregirán las mediciones realizadas en terreno (Johnson, 2009).

### 1.7.5 Mapa de sublimación

A partir del DEM (*Digital Elevation Model*) de la zona de estudio y utilizando el programa ArcGIS 10.3 y se generó un mapa de clasificación, en donde cada categoría de polígonos debería presentar distintos valores o rangos de sublimación. La dirección de máxima pendiente y altitud, fueron los parámetros considerados en la construcción del mapa, dado que están asociados a variables meteorológicas y geográficas que influyen de manera determinante en la tasa de sublimación.

Para el presente trabajo se utilizó el un DEM del satélite ALOS PALSAR, obtenido en marzo del 2011 (Dataset: ALOS / Granule: ALPSRP272496490) de 12,5 m x 12,5 m de resolución, además

#### Delimitación del área de estudio

- Procesando el modelo de elevación digital en ArcGIS y su módulo de Arhydro se elaboró un mapa de subcuencas que permitió delimitar el área de estudio. La topografía en el sector de la mina subterránea cambia constantemente a medida que avanzan las labores mineras (subsistencia), debido a esto se integraron las subcuencas generadas por personal de la División el Teniente al mapa elaborado, ya que cuentan con modelos de elevación digital actualizados para éste sector.

#### Polígonos de sombreado

- Según Gustafson (2010) existe una fuerte relación entre la exposición a la radiación solar y las firmas isotópicas de la nieve en el momento de máxima acumulación, que podrían ser utilizadas para la estimación de porcentajes de sublimación. Debido a lo anterior se consideró como parámetro de clasificación la dirección de máxima pendiente, que se vincula a la cantidad de horas que la superficie del terreno estará expuesta a radiación solar directa.
- Mediante la herramienta “aspect” de ArcGIS, se categorizó el área de estudio en función de la orientación de la superficie del terreno (N, NE, E, SE, S, SW, W, NW y Flat).
- Se determinaron las orientaciones que corresponden a zonas no sombreadas y a zonas sombreadas, sobreponiendo a la imagen de categorización según orientación a las sombras generadas por el DEM en Arcgis.
- Para terminar, y con el objetivo de comprobar la incidencia de la exposición solar en la permanencia del manto de nieve, se superpusieron imágenes satelitales de la zona de estudio en las que se observa la progresión de la cobertura nival en el tiempo al mapa de polígonos según sombreado.

#### Polígonos de altura

- Se analizaron variables asociadas a la altitud que podrían influir en la tasa de sublimación con el propósito de relacionar estos dos parámetros (altitud y sublimación).

- En función a las variables analizadas, se estimó una altura crítica que permitió categorizar la zona de estudio en dos bandas según su elevación.

#### Polígonos de pendiente

- Utilizando imágenes satelitales en las que se observan sectores acotados sin cobertura nival coincidentes con las superficies del terreno con mayor pendiente y aplicando la herramienta “slope” en Arcgis al DEM del área de estudio, se determina la pendiente crítica sobre la cual no se debiera presentar acumulación de nieve.

Finalmente, se interseccionaron en ArcGIS las tres capas de polígonos generadas, obteniendo el mapa final de sublimación de la zona de estudio. El cual debe aplicarse a las zonas que presenten cobertura nival.

## 2 Marco Teórico

### 2.1 Hidrología de Nieves

El apartado de Hidrología de Nieves de basa principalmente el libro Principles of Snow Hydrology (DeWalle D.R. y Rango A., 2008).

#### 2.1.1 Definición de manto nival (Composición del manto de nieve)

Los mantos de nieve están conformados por una o múltiples capas de nieve debido a la acumulación de una o sucesivas nevadas a lo largo de un periodo de tiempo. Es por este motivo que poseen una naturaleza verticalmente anisótropa y heterogénea que se puede evidenciar al realizar en el manto una calicata o perfil, donde a simple vista se pueden distinguir distintos estratos de nieve.

La nieve se compone de cristales de hielo, agua líquida y aire. La proporción de estos elementos determina las propiedades de estado de un manto particular y de los distintos estratos que lo conforman. Es así como el nivel superior puede presentar propiedades significativamente distintas a las capas que lo subyacen. Cada aporte nival posee características únicas asociadas a las condiciones meteorológicas particulares reinantes durante cada evento de precipitación, y posteriormente a su depositación experimentan diversos procesos dentro del manto que los llevan a modificar sus propiedades de estado. En algunos casos incluso se pueden observar costras de hielo que son delgadas láminas de hielo producidas por ciclos de fusión y recongelamiento.

#### 2.1.2 Equivalente de nieve en agua

El equivalente en agua de nieve (SWE, *snow water equivalent*) representa la cantidad de agua líquida que sería liberada a partir del derretimiento completo de un manto de nieve. Se puede medir directamente o calcularse a partir de mediciones de profundidad y densidad del manto de nieve:

$$SWE = d(\rho_s / \rho_w) \quad (13)$$

$SWE$  = Equivalente de nieve en agua, ( $m$ )

$d$  = Profundidad del manto nival, ( $m$ )

$\rho_s$  = Densidad del manto nival, ( $kg/m^3$ )

$\rho_w$  = Densidad del agua líquida,  $\sim 1 \times 10^3 (kg/m^3)$

El valor de densidad utilizado en la ecuación (13) corresponde al promedio de densidad de los distintos estratos de nieve que conforman un manto nival. El SWE incluye aquella cantidad de agua líquida que pudiera estar presente en el manto al realizar la medición.

Esta propiedad es considerada una las más importantes en hidrología de nieves, ya que da cuenta de la cantidad de recurso hídrico contenido en un manto.

### 2.1.3 Cambios de fase del agua

La transición entre los tres estados fundamentales del agua (sólido, líquido y gas) es de gran importancia en el estudio de la hidrología. La energía requerida para los cambios de fase es denominada calor latente y depende directamente de la temperatura del sistema.

Como se puede observar, el calor latente de sublimación es aproximadamente 8,5 veces mayor que el calor latente de fusión. Por lo que los procesos de sublimación directa e inversa involucran 8,5 veces más energía que los procesos de fusión y congelamiento.

Tabla 2-1: Descripción de los cambios de estado del agua. Fuente: (DeWalle, 2008). (Basado en List,1963).

PHASE CHANGE	PROCESS	ENERGY EXCHANGED <sup>a</sup>	MJ kg <sup>-1</sup> @ 0°C
Liquid → Vapor	Evaporation	Latent heat of vaporization ( $L_v$ )	-2.501
Vapor → Liquid	Condensation	Latent heat of vaporization ( $L_v$ )	+2.501
Solid → Liquid	Melting	Latent heat of fusion ( $L_f$ )	-0.334
Liquid → Solid	Freezing	Latent heat of fusion ( $L_f$ )	+0.334
Solid ↔ Vapor	Sublimation, either way	Latent heat of sublimation ( $L_s$ )	±2.835

### 2.1.4 Climatología y distribución de la nieve

Es relevante comprender los procesos que controlan la ocurrencia de nevadas y su eventual distribución sobre la superficie. La nieve tiene la capacidad de ser movilizadada luego de caer sobre el terreno y dicha redistribución depende principalmente del viento y de la gravedad.

#### 2.1.4.1 Formación de nieve

La ocurrencia de nevadas depende de factores climáticos y geográficos: latitud, altitud, distancias a grandes cuerpos de agua y la naturaleza de la circulación regional de masas de aire (McKay and Gray, 1981). La latitud y altitud controlan el régimen de temperatura de la región y determinan las zonas que puedan presentar temperaturas lo suficientemente bajas como para producir precipitaciones sólidas. Dado que las temperaturas del aire disminuyen con la altitud, zonas a mayor altura generalmente tendrán una mayor ocurrencia de nevadas. Mientras que en altitudes bajas el balance energético de la tierra dificulta la mantención de temperaturas bajas, por lo que la ocurrencia de nevadas es casi nula. Además de la temperatura, la circulación de masas de aire húmedo es un factor determinante para la ocurrencia de precipitaciones. Es por esto que zonas ubicadas “viento abajo” de cuerpos de agua como océanos y lagos tienen una mayor probabilidad de presentar nevadas. Finalmente, las precipitaciones sólidas requieren que masas de aire húmedo presenten un movimiento vertical ascendente tal que produzca la saturación de vapor de agua. Este

ascenso se puede deber a efectos orográficos, actividad frontal, convección y convergencia atmosférica.

#### 2.1.4.1.1 Formación de copos de nieve y cristales de hielo en nubes

La formación de nieve y cristales de hielo en las nubes involucra complejos procesos de interacción entre pequeñas gotas de agua súper enfriadas (agua líquida a temperatura inferior a 0°C) y pequeños cristales de hielo que son detallados en (Schemenauer et al., 1981). Las gotas de agua súper enfriadas se forman a partir de pequeñas partículas que actúan como núcleos de condensación (polvo, polen, cenizas, etc.). El agua puede existir en condiciones súper enfriadas cuando las nubes se encuentran sobresaturadas con vapor de agua. En resumen, pequeñas gotas de agua y cristales de hielo coexisten en nubes frías a la misma temperatura, esta coexistencia es dinámica, ya que la presión de saturación de vapor es ligeramente mayor en las gotas que en los cristales, por lo que existe una transferencia de vapor de donde hay mayor presión a zonas en que la presión es menor. Esto resulta en el crecimiento de cristales de hielo a expensas de gotas de agua, en lo que se conoce como proceso de Bergeron. Los cristales también pueden crecer por la interacción con otros cristales, sin embargo, el proceso de Bergeron es el más eficiente en la formación de partículas grandes de hielo. Cuando los cristales alcanzan un tamaño crítico y la temperatura del aire en los niveles inferiores es lo suficientemente baja, éstos escapan de la nube y caen en forma de nieve o granizo.

La forma de los cristales puede ser bastante variable y depende de las condiciones de temperatura y grado de saturación en la nube.

#### 2.1.4.1.2 Ascenso orográfico

El ascenso orográfico se produce cuando masas de aire son forzadas a moverse sobre barreras topográficas, este tipo de ascenso es bastante eficaz para producir nevadas. Distintas variables controlan la magnitud del efecto orográfico tales como la velocidad del viento, la cantidad de agua precipitable en una parcela de aire, y la dirección del viento respecto al eje principal de la cadena montañosa. Mientras mayor sea la componente perpendicular al eje de la barrera topográfica, mayor será el efecto orográfico. Cada tormenta tiene características relativamente únicas, y el manto nival por lo general es producto de la suma de distintas nevadas, por lo que las correlaciones entre elevación y cantidad de nieve caída suele ser altamente variable.

El efecto orográfico es particularmente importante en Chile, debido a la presencia de la Cordillera de Los Andes que ejerce una influencia significativa sobre la circulación atmosférica.

#### 2.1.4.1.3 Actividad frontal

Los sistemas frontales son producidos por el movimiento relativo de masas de aire con distintas temperaturas, en el cual el ascenso de aire resultante puede generar precipitaciones sólidas. Frentes fríos ocurren cuando masas de aire frío se desplazan bajo masas de aire tibio, y frentes cálidos cuando masas de aire cálido se desplazan sobre masas de aire frío. Los frentes fríos generan nevadas más intensas, pero con una menor extensión que los frentes cálidos.

#### 2.1.4.1.4 Convergencia atmosférica

Ocurre cuando masas de aire convergen en zonas de baja presión en la superficie y ascienden disminuyendo su temperatura, favoreciendo la sobresaturación de vapor de agua y por ende su precipitación.

#### 2.1.4.2 Nieve transportada por viento

La nieve puede ser movilizada después de caída sobre la superficie del terreno. Dependiendo de factores como la topografía y régimen de vientos, el transporte de nieve por viento comúnmente es del orden de cientos de metros, sin embargo, puede alcanzar distancias de algunos kilómetros y resulta en patrones altamente irregulares de acumulación. Por otro lado, el “viento blanco” puede tener un efecto considerablemente importante en el proceso de sublimación de nieve que será detallado en el capítulo de “sublimación de nieve transportada por viento”.

##### 2.1.4.2.1 Modos de transporte por viento

Generalmente se reconocen tres modos de transporte por viento: suspensión turbulenta, saltación y arrastre (Figura 2.1.1). La suspensión turbulenta generalmente involucra el transporte de pequeñas partículas de hielo y nieve, ya que ocurre cuando la turbulencia en el aire es suficientemente intensa como para contrarrestar la fuerza de gravedad sobre éstas. En algunos casos las partículas de mayor tamaño son transportadas por arrastre, deslizándose o rodando sobre la superficie del manto de nieve. Mientras que las partículas que presentan un tamaño intermedio son transportadas por saltación o suspensión parcial.

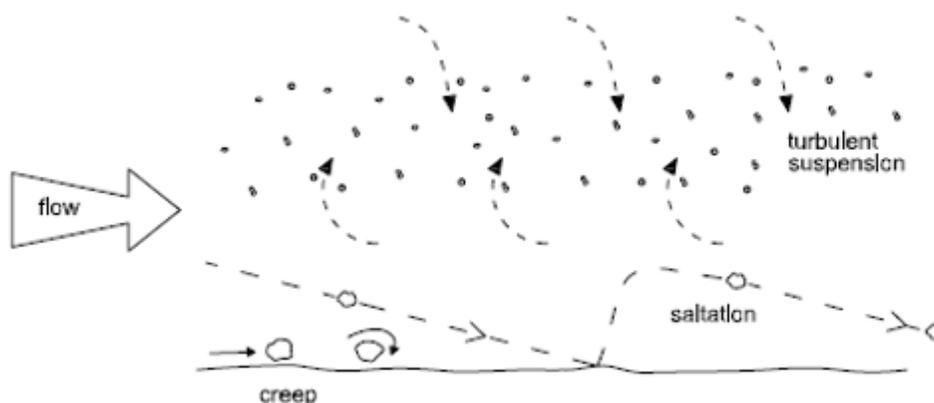


Figura 2.1.1: Modos de transporte por viento. Suspensión, saltación y arrastre. Fuente: (DeWalle, 2008)

##### 2.1.4.2.2 Factores que influyen en el transporte por viento

El transporte por viento depende de factores climáticos, topográficos y de las características de la superficie del manto nival. El “viento blanco” ocurre cuando el esfuerzo de corte impuesto por el viento supera la resistencia al corte de la superficie de nieve. El esfuerzo de corte impuesto por el viento depende de la rugosidad de la superficie y de la velocidad del viento, superficies más

rugosas generan mayor turbulencia y mayor esfuerzo de corte para una misma rapidez de viento. En general, mientras mayor sea el metamorfismo en la superficie de nieve, menor será el transporte por viento.

### 2.1.4.2.3 Sublimación de nieve transportada por viento

La superficie del manto de nieve pierde masa durante el invierno producto de la sublimación, ésta se ve incrementada significativamente cuando las partículas de nieve son transportadas por viento, ya que aumenta tanto la superficie de contacto de los granos con el aire, como la convección. La sublimación de nieve suspendida ocurre cuando la presión de vapor en la superficie de la partícula es mayor que la presión del aire circundante (Schmidt,1972). Las partículas que experimentan sublimación se enfrían hasta alcanzar la temperatura del bulbo húmedo (hielo) y extraen calor sensible del aire (0.5°C - 1°C) con el que se encuentran en contacto. La radiación solar en días despejados puede aportar energía adicional, aumentando las tasas de sublimación. A medida que aumenta la humedad en el aire la tasa de sublimación se ve limitada, a menos que se incorpore aire seco al sistema. A pesar del incremento de vapor en la interfaz nieve-atmósfera, se han registrado valores significativos de sublimación en partículas en suspensión.

Tabla 2-2: Estimación de las pérdidas por sublimación de nieve transportada por viento. Fuente: (DeWalle, 2008).

Referencia	Ubicación	Pérdida por sublimación de nieve transportada por viento (% de precipitación anual de nieve)
King et al. 2001	Antártida	12,5%
Pomeroy et al. 1998	Ártico	19,5%
Pomeroy y Gray 1995	Llanuras canadienses	15-40%
Pomeroy et al. 1997	Ártico occidental canadiense	28%
Pomeroy y Li 2000	Llanura canadiense Tundra ártica canadiense	29% 22%
Benson 1982	Norte de Alaska	32%
Pomeroy et al. 1993	Saskatchewan, Canada Sector frío y sin viento Sector cálido y ventoso	15-44% 41-74%

## 2.1.5 Condiciones del manto de nival

Una vez que la nieve ha sido depositada, rápidamente puede experimentar metamorfismo dentro de la estructura del manto de nieve. Modificando su conductividad térmica y grado de permeabilidad, estos parámetros a su vez determinan el régimen de temperatura, y la capacidad de almacenamiento y liberación de agua líquida. Las coberturas nivales varían estacionalmente de coberturas de baja densidad y congeladas, con la capacidad de congelar cualquier entrada de agua líquida, a coberturas densas e isotérmicas, que transmiten rápidamente el agua en estado líquido al suelo.

### 2.1.5.1 *Metamorfismo del manto de nieve*

Una vez que los cristales que caen desde la atmósfera forman parte del manto de nieve, sufren modificaciones tanto en su tamaño como en su forma. Los granos de nieve fresca son inestables, ya que poseen valores altos de área superficial en relación con el volumen que ocupan, pudiendo transformarse en estructuras de mayor estabilidad como son los granos redondeados o de cara plana, entre otros. La información discutida en el presente capítulo se basa en Perla Martinelli (1978) y McClung y Schaerer (2006).

#### 2.1.5.1.1 *Formación de granos redondeados en nieve seca*

Los cristales con formas irregulares pueden transformarse en granos redondeados mediante la migración de vapor de agua desde superficies convexas a superficies cóncavas. La presión de vapor en las superficies convexas con un radio de curvatura pequeño es mayor que en las cóncavas con un amplio radio de curvatura. El transporte por difusión genera cristales redondeados, debido a la disminución del tamaño de sus puntas. Por otra parte, el vapor de agua también se condensa en los puntos de contacto cóncavos entre cristales adyacentes, aumentando la estabilidad del manto de nieve (Figuras 2.1.2 y 2.1.3.a). Este tipo de metamorfismo puede ocurrir, aunque no existan diferencias de temperatura dentro del manto nival.

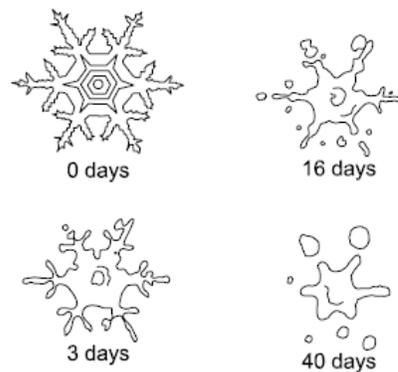


Figura 2.1.2: Metamorfismo isotermal, en el que granos detríticos de nieve seca se transforman en granos redondeados a lo largo del tiempo. Fuente: (DeWalle, 2008).

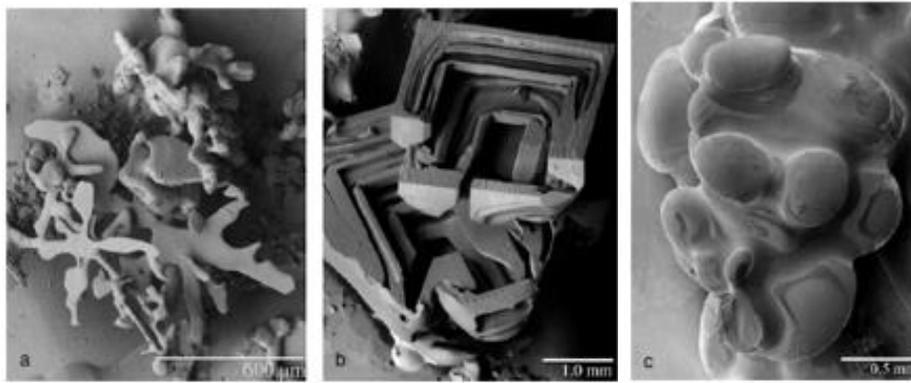


Figura 2.1.3: Imagen de ciertos tipos de cristales de nieve que han experimentado metamorfismo: (a) cristales dendríticos sometidos a metamorfismo isothermal, granos redondeados de nieve seca, (b) cristales de cara plana formados por metamorfismo de gradiente de térmico, (c) granos de nieve unidos tras ciclos de fusión y recongelamiento, metamorfismo de nieve húmeda Fuente: (DeWalle, 2008).

#### 2.1.5.1.2 Formación de granos de cara plana en nieve seca

En mantos de nieve con gradientes de temperatura significativos, el flujo de vapor de agua generalmente conduce a la formación de granos de cara plana. Usualmente, este tipo de granos se asocia a debilidad estructural y avalanchas. Típicamente, durante el invierno los niveles inferiores del manto de nieve están a mayor temperatura (cerca de  $0^{\circ}\text{C}$ ) que la superficie, lo que genera un flujo vertical ascendente de vapor de agua (Figura 2.1.4). Este flujo generalmente resulta en condensación del hielo en la base de los granos superiores, lo que contribuye a la formación de caras planas.

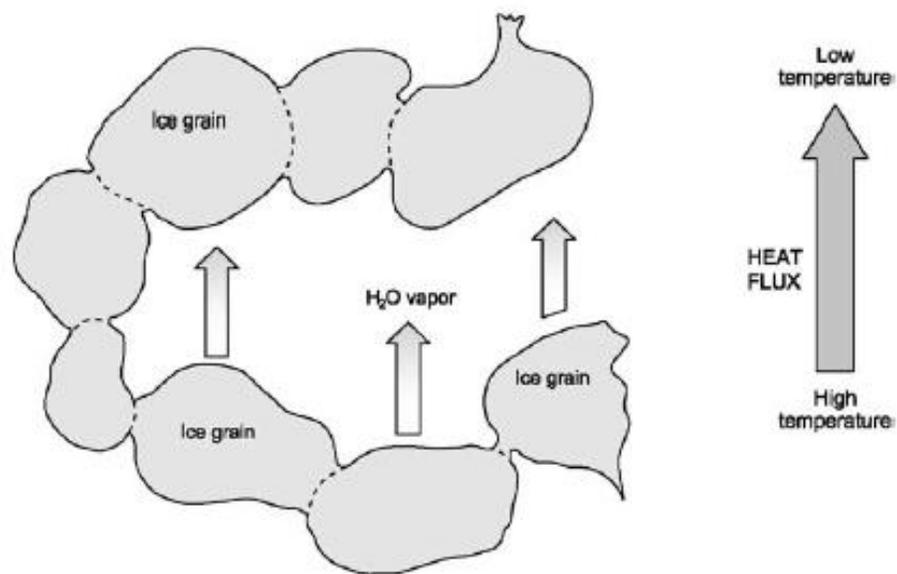


Figura 2.1.4: Ascenso de vapor de agua a lo largo de un gradiente de temperatura dentro de un manto de nieve. Fuente: (DeWalle, 2008).

### 2.1.5.1.3 Metamorfismo de nieve húmeda

El tamaño, forma y acoplamiento de los granos puede ser afectado por ciclos de fusión y recongelamiento. Los granos de hielo más pequeños poseen una temperatura de fusión ligeramente menor que los granos de mayor tamaño, por lo que se derriten primero, a medida que el manto de nieve aumenta su temperatura acercándose a los 0°C. La energía proviene de los granos de mayor tamaño, los que enfrían y contribuyen a congelar el agua líquida en torno a ellos. Mientras mayor sea la presencia de agua líquida en el manto, mayor será la tasa de transferencia de energía entre los granos, ya que el agua líquida reemplaza al aire en los poros.

La temperatura de fusión en el punto de contacto entre granos puede disminuir ligeramente, especialmente cuando se depositan nuevos estratos de nieve ejerciendo presión por carga. La fusión preferencial de los puntos de contacto entre cristales suele causar el debilitamiento de la estructura de la capa de nieve y el aumento de la densidad de ésta a medida que los granos se aproximan. Sin embargo, el recongelamiento del agua líquida retenida en el manto puede incrementar considerablemente su resistencia. El metamorfismo de fusión-congelamiento, usualmente, es el último proceso importante que afecta a mantos de nieve estacionales. Mientras que en mantos perennes el metamorfismo por presión puede tomar un rol significativo.

Además de los tipos de metamorfismo recién mencionados, existen otros factores como el viento, recongelamiento de agua líquida y sublimación que también pueden ocasionar variaciones en la densidad y estructura del manto nival. El viento puede comprimir nieve fresca de baja densidad o depositar y empaquetar cristales rotos de nieve en suspensión, formando una capa densa de nieve seca en la superficie del manto denominada placa de viento (*wind slab*). Dentro del manto se pueden formar lentes de hielo debido al recongelamiento de agua líquida, éstos, aunque no son completamente impermeables ni continuos pueden afectar la circulación de agua líquida dentro de la estructura de nieve. Y, por último, la sublimación retrógrada de vapor durante noches frías puede conducir al desarrollo de cristales de escarcha (*hoar*) o equivalente en fase sólida de la formación de rocío en la superficie de nieve. La escarcha superficial tiene una densidad extremadamente baja y estructuralmente es muy débil. Todas estas transformaciones generan un impacto en la acumulación, derretimiento y capacidad de liberación de agua del manto de nieve.

### 2.1.5.1.4 Densidad del manto y densificación

Debido a los procesos de metamorfismo mencionados, la densidad del paquete de nieve es altamente variable tanto en el tiempo como en el espacio (a escala regional). La nieve recién caída presenta densidades que oscilan entre 50 y 200  $kg/m^3$  (Valck, 2004), reportándose los valores mínimos en zonas con climas secos y fríos. En Chile central las densidades típicas durante el inicio de la primavera son del orden de 400  $kg/m^3$ . Mientras que en zonas donde el manto perdura de un año a otro, las densidades pueden aumentar hasta valores entre 800 y 850  $kg/m^3$ , este material se conoce como neviza (*firm*) y es precursor del hielo glacial que posee una densidad característica de 917  $kg/m^3$ .

El perfil vertical de densidad de un manto refleja los procesos de metamorfismo que éste ha experimentado. En general, los estratos superficiales poseen densidades menores que los niveles que los subyacen, ya que han tenido mayor tiempo de metamorfismo. Es posible encontrar niveles intermedios de mayor densidad, que pueden coincidir con periodos de mayor temperatura.

#### 2.1.5.2 *Conducción térmica*

La transferencia de calor en el manto nival depende principalmente de tres procesos:

- Conducción de calor a través de la porción sólida de la matriz de hielo.
- Conducción de calor a través del aire de los poros del manto de nieve.
- Intercambio de calor latente por difusión molecular de vapor de agua.

Dado que la conductividad térmica del hielo es casi 100 veces mayor que la del aire, la transferencia de calor está fuertemente controlada por la conducción a través de la matriz (granos de hielo), mientras que la que se desarrolla a través del aire de los poros posee valores casi despreciables. Por otra parte, la transferencia de calor latente se produce cuando el vapor de agua es sublimado o evaporado desde la superficie del hielo para luego ser transportado por difusión fuera del manto o condensado en la superficie del algún otro grano más frío. El incremento en la temperatura del manto de nieve genera una disminución en la conductividad térmica del hielo y un aumento en la transferencia de calor latente.

##### 2.1.5.2.1 *Temperatura de nieve*

La temperatura dentro de un manto de nieve suele ser variable en profundidad. La base como consecuencia del intercambio de calor con el suelo tiende a estar cercana a los 0°C, mientras que la superficie presenta una mayor variabilidad, debido a las oscilaciones diarias y estacionales en la temperatura del aire. Durante el invierno, la nieve superficial habitualmente se encuentra muy por debajo del punto de fusión, generando dentro del manto gradientes importantes de temperatura. Sin embargo, a medida que nos acercamos al periodo estival y la temperatura del aire aumenta el manto se homogeneiza en torno a los 0°C. Cuando esto ocurre y la capacidad de retención de agua líquida es alcanzada, el manto presenta las condiciones propicias para iniciar el proceso de derretimiento y es denominado “manto maduro”.

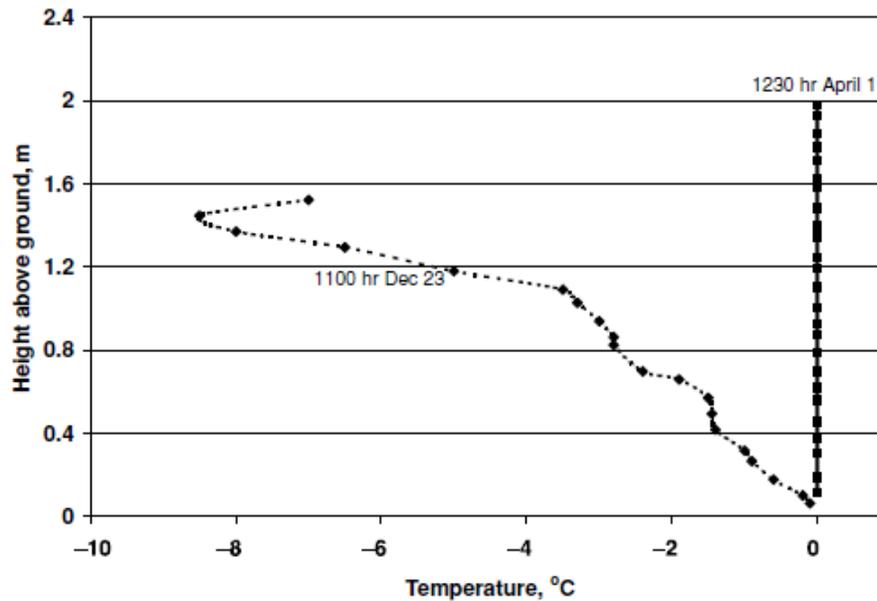


Figura 2.1.5: Perfil de temperatura al comienzo y final del periodo de acumulación de un manto nival en California (US Army Corps of Engineers, 1956) tomado de DeWalle, (2010).

### 2.1.6 Comportamiento de los fluidos en la nieve

El presente capítulo se basa en Armstrong (2008).

Los mantos de nieve, debido a su porosidad, son altamente permeables a los flujos de aire y de agua líquida. En particular, el flujo de agua en la nieve tiene un comportamiento muy similar al que presenta en otros medios granulares, sin embargo, su caracterización se complejiza debido al efecto de los distintos procesos que experimentan las coberturas nivales, tales como ciclos de fusión y recongelamiento, variación textural de los granos de nieve, incremento de densidad, etc.

Bajo determinadas condiciones un manto puede retener cierta cantidad de agua líquida en sus intersticios (poros). Esto es posible gracias a la acción de fuerzas capilares que en algunos casos impide que el agua escurra por gravedad a niveles inferiores. La cantidad máxima de agua que puede contener un manto en sus intersticios sin que el agua comience a escurrir es denominada capacidad de retención de agua líquida, WHC (water holding capacity). Esta propiedad determina el desfase que existe entre el comienzo de la fusión del manto y el inicio de la infiltración de agua líquida a través de él.

Una vez que la capacidad de retención de agua líquida es alcanzada, ésta puede fluir por canales preferenciales o dedos de flujo (Figura 2.1.7), desplazándose generalmente con velocidades entre 1 *cm/hra* y 20 *cm/hra*. La heterogeneidad de parámetros, como la permeabilidad y capilaridad de los distintos niveles que conforman un manto, generan una influencia importante en la trayectoria del agua en la nieve, pudiendo impedir y/o desviar lateralmente su curso e incluso desencadenar la formación de un nuevo dedo de flujo.

### **Flujo saturado o monofásico**

El manto o un estrato determinado de nieve se encuentra saturado cuando fluidos inmiscibles, como aire húmedo o agua líquida llenan por completo el espacio de poro. Para estos casos la velocidad del fluido será proporcional a la combinación entre el gradiente de presión y las fuerzas gravitacionales.

La estratificación natural de las capas de nieve generalmente produce una mayor resistencia a fluir en la dirección vertical respecto a la horizontal.

El movimiento del aire por medios porosos puede ser resultado de dos mecanismos: (1) flujo forzado por diferencias de presión (convección forzada) o (2) gradientes de temperatura que generan convección térmica (convección natural).

La convección forzada en la nieve puede ser causada por cambios de presión naturales. Se ha demostrado que el viento tiene la facultad de causar perturbaciones en la presión, que se propagarían en la nieve de forma vertical (Clarke and Waddington, 1991), causando un movimiento de aire en las zonas cercanas a la superficie del manto.

La convección natural se origina cuando existe un gradiente importante de temperatura entre un nivel basal y otro superficial más frío, en el cual debido al aire varía su densidad generando en los medios porosos su circulación por flotabilidad.

### **Flujo no saturado o bifásico**

En la nieve húmeda insaturada, el espacio poroso es ocupado tanto por aire como por agua. Para estos casos la velocidad de los fluidos será proporcional a la combinación entre el gradiente de capilaridad y las fuerzas gravitacionales.

Las fuerzas capilares son el resultado de las caídas de presión a través de los meniscos cóncavos de agua (Figura 2.1.6), en donde el agua se desplaza desde zonas más húmedas a zonas más secas, este desplazamiento puede ocurrir a favor o en contra de las fuerzas gravitacionales. Mientras menor sea el tamaño del poro, mayores serán las fuerzas capilares; en consecuencia, los poros más pequeños serán los primeros en llenarse si agua líquida ingresa en niveles de nieve seca.

Para los casos en que dominen las fuerzas capilares, el agua líquida se elevará espontáneamente hasta una altura donde su peso equilibre la caída de presión a través del menisco líquido.

Entre capas de grano fino y grueso de nieve surgen las denominadas “barreras capilares”, debido a que los niveles más finos poseen mayor fuerza capilar (Jordan, 1996). De esta forma se acumula agua por encima del horizonte fino-grueso hasta que se rellenan los poros del mismo tamaño que el estrato subyacente. En terrenos inclinados, la presencia de barreras capilares y/o capas de hielo podrían ocasionar que el agua sea transportada al pie de la colina antes de infiltrar hasta la base del manto nival.

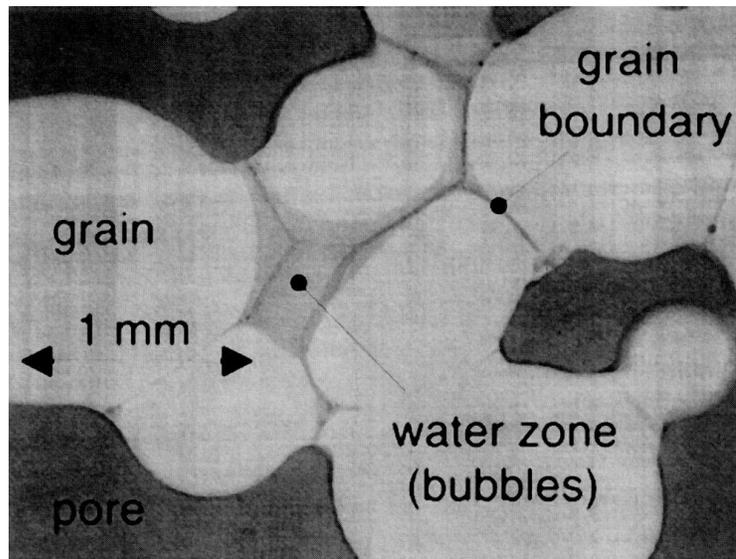


Figura 2.1.6: Sección en la que se observa hielo, poros y meniscos de agua congelados. Fuente: (Brzoka et al., 1998).



Figura 2.1.7: Formación de dedos de flujo durante la fusión inicial de un manto homogéneo con una profundidad de 28 cm, la cobertura nival es el resultado de un único evento de precipitación en Pensilvania (Foto D. R. DeWalle). La superficie de nieve fue rociada uniformemente con una mezcla de agua y colorante para trazar el movimiento del agua. Además, notar que tanto en la superficie como en la base del manto se observa que el agua se desplaza pendiente abajo (hacia la derecha) conservando el manto de la cobertura nival. Fuente: (DeWalle, 2008).

## 2.2 Isótopos (estables de agua en el ciclo hidrológico)

Los isótopos son átomos de un mismo elemento (igual número de protones) que poseen distinto número másico (A), el cual está dado por la cantidad de neutrones presentes en el núcleo.

En particular, los isótopos de agua tienen un rol cada día más importante en el estudio de los procesos que involucra la hidrología de nieves. El hidrógeno se presenta en la naturaleza bajo la forma de dos isótopos estables, protio  $^1H$  y deuterio  $^2H$ , y un isótopo radiactivo, llamado tritio  $^3H$  que tiene una vida media de 12,26 años. Mientras que el oxígeno posee tres isótopos estables:  $^{16}O$ ,  $^{17}O$  y  $^{18}O$ . Las abundancias promedio de los isótopos estables del hidrógeno en la naturaleza son (Bleakney, W., y Gould, A. J.,1933):

$^1H$	99,9844%
$^2H$	0,0156%

El hidrógeno es el elemento químico que posee mayor fraccionamiento, debido a que sus isótopos estables presentan la mayor diferencia de masa conocida en la naturaleza. Las abundancias promedio de los isótopos estables del oxígeno en la naturaleza son (Nier, A. O.,1950):

$^{16}O$	99,7590%
$^{17}O$	0,0374%
$^{18}O$	0,2039%

Considerando los isótopos estables de hidrógeno y oxígeno quedan definidas 9 especies moleculares posibles para el agua con distintas masas moleculares. Este factor provoca comportamientos diferentes en procesos físicos como cambios de estado y difusión. En otras palabras, las especies moleculares de una misma molécula poseen distintas tasas de reacción, lo que en consecuencia genera fraccionamiento isotópico (Urey,1947).

Los isótopos estables son medidos a través de la relación que existe en una muestra entre la cantidad del isótopo en estudio sobre su fase liviana, en la cual la notación delta ( $\delta$ ) corresponde a la desviación de los isótopos respecto a un estándar en partes por mil (‰). El presente estudio involucra el análisis de isótopos estables de agua (oxígeno e hidrógeno), para el cual se utiliza el WSMOW2 (Vienna Standard Mean Ocean Water 2) como estándar. La ecuación 14 muestra la notación ( $\delta$ ) para expresar desviaciones permil aplicada en isótopos de oxígeno (White, 2013).

$$\delta^{18}O_{muestra} = \frac{(^{18}O/^{16}O)_{muestra} - (^{18}O/^{16}O)_{standard}}{(^{18}O/^{16}O)_{standard}} \cdot 1000\text{‰} \quad (14)$$

Un valor de  $\delta$  positivo indica un enriquecimiento del isótopo estudiado respecto del estándar, por ejemplo  $\delta^{18}O = 10\text{‰}$ VSMOW2 significa que la muestra posee 10‰ o un 1% más de  $^{18}O$  que la referencia (Clark y Fritz, 1997).

Los isótopos pesados enlazados requieren de mayor energía para separarse que los isótopos livianos, provocando que los isótopos livianos reaccionen más rápidamente que los pesados (White, 2013). Estas diferencias en las tasas de reacción favorecen el fraccionamiento (Dansgaard, 1964).

El intercambio isotópico o fraccionamiento en equilibrio ocurre cuando la reacción neta es nula, sin embargo, deriva en variaciones en la distribución isotópica entre distintas fases o moléculas. Este tipo de reacción corresponde a un caso particular de equilibrio químico (Hoefs, 2015), en el que los enlaces entre isótopos se forman y destruyen continuamente a la misma tasa. Los enlaces de mayor energía (isótopos pesados) y menor presión de vapor tienden a mantenerse en el tiempo y forman parte de la fase de menor energía, mientras que los isótopos livianos que poseen menor energía de enlace y mayor presión de vapor, se disocian con mayor facilidad, por lo que tienden a permanecer en las fases de mayor energía (White, 2013). El grado de fraccionamiento entre distintas fases se denomina factor de fraccionamiento ( $\alpha$ ), y se calcula a partir de la siguiente expresión:

$$\alpha^{18}O_{agua-vapor} = \frac{(^{18}O/^{16}O)_{agua}}{(^{18}O/^{16}O)_{vapor}} \quad (15)$$

en la cual,  $\alpha$  corresponde al factor de fraccionamiento del  $^{18}O$  en su cambio de fase desde agua líquida a vapor. Valores menores a 1 indican enriquecimiento de  $^{18}O$  en el vapor y valores mayores a 1 indican el enriquecimiento de la fase líquida en el mismo isótopo (Clark & Fritz; White, 2013).

El fraccionamiento isotópico varía según la temperatura de la reacción, de acuerdo a la ecuación 15. Esta relación depende de las constantes a, b y c publicadas en el trabajo de Friedman & O'Neil (1997).

$$10^3 \ln \alpha_{liq-vap} = \frac{a}{T^2} + \frac{b}{T} + c \quad (16)$$

Como consecuencia de las distintas tasas de evaporación, fusión, sublimación y congelamiento que poseen moléculas de agua livianas ( $^1H_2\ ^{16}O$ ) y pesadas ( $^1H_2\ ^{18}O$  o  $^2H_2\ ^{16}O$ ),

la razón isotópica entre las fases líquida, sólida y vapor dentro del manto de nieve puede variar temporal y espacialmente. El fraccionamiento bajo condiciones de equilibrio generará:

$$\delta^{18}O \text{ sólido} > \delta^{18}O \text{ líquido} > \delta^{18}O \text{ vapor}$$

y

$$\delta^2H \text{ sólido} > \delta^2H \text{ líquido} > \delta^2H \text{ vapor}.$$

El fraccionamiento del agua genera un equilibrio dinámico de las firmas isotópicas de distintos reservorios dentro del ciclo hidrológico. A pesar de esto Craig (1961) identificó una relación lineal entre  $\delta D$  y  $\delta^{18}O$  en aguas meteóricas a escala global (ecuación 17), denominada “línea de agua meteórica global” (GMWL).

$$\delta D = 8 \delta^{18}O + 10 \quad (17)$$

En el presente trabajo se utilizará la línea de agua meteórica chilena (LMC) (ecuación 18) definida por Spangenberg et al, en el 2007.

$$\delta D = 8,3 \delta^{18}O + 9,8 \quad (18)$$

Esta relación lineal entre  $\delta D$  y  $\delta^{18}O$  se debe al fraccionamiento ocurrido durante el proceso de condensación el cual se asume que ocurre mediante el modelo de destilación de Rayleigh, en el que la fase residual se empobrece o enriquece en isótopos pesados al suceder un cambio de estado (Dansgaard, 1964).

Los cambios de fase del agua se pueden desarrollar bajo condiciones de equilibrio y desequilibrio termodinámico, dependiendo de la humedad relativa del ambiente (Dansgaard, 1964). Cuando hay un 100% de humedad relativa el fraccionamiento será en equilibrio y el enriquecimiento de  $\delta D$  en la fase más condensada o de menos energía será 8 veces mayor al enriquecimiento de  $^{18}O$ , lo que determina la pendiente de la recta de la ecuación (16) y (17). El fraccionamiento en equilibrio se relaciona de manera inversa a la temperatura de reacción, por consiguiente, el fraccionamiento será mayor en las zonas que presenten temperaturas menores, causando un enriquecimiento mayor de la fase (Dansgaard, 1964). El fraccionamiento en desequilibrio se debe a un efecto cinético en ambientes no saturados y dependerá de la velocidad de reacción (cuando las velocidades de reacción son altas el fraccionamiento de  $^{18}O$  es mayor que el de  $\delta D$  respecto a un proceso en equilibrio) (Clark & Fritz, 1997).

El proceso de condensación que involucra la formación de nubes y consecuentemente precipitaciones se desarrolla en un entorno que presenta una humedad relativa de 100%, lo que produce un fraccionamiento en equilibrio entre las fases vapor-líquido o vapor-nieve (Dansgaard, 1964; Clark & Fritz, 1997). Evolución de la composición isotópica durante la condensación y precipitación depende

fundamentalmente de la temperatura (Danasgaard,1964). Las parcelas de aire se desplazan desde sus fuentes hasta latitudes y altitudes mayores, en su trayecto disminuyen su temperatura, condensan y precipitan (Ruddiman, 2008), las precipitaciones se encuentran enriquecidas en isótopos pesados respecto a la nube a partir de la cual se originó y a su vez la nube se empobrece en isótopos pesados, siguiendo el modelo de destilación de Rayleigh. Tras sucesivos eventos de precipitación a partir de una misma parcela de aire, el vapor residual se vuelve progresivamente más ligero (Hoefs, 2015). Es debido a esto que las precipitaciones se encuentran cada vez más deprimidas en isótopos pesados respecto a las anteriores (Clark & Fritz, 1997). Además, precipitaciones sólidas y líquidas pueden presentar diferencias en sus firmas isotópicas, considerando que las gotas de agua pueden experimentar evaporación e intercambio de isótopos con la atmósfera en su descenso a la superficie (Hoefs, 2015). Sin embargo y dado que la mayoría de los sistemas climáticos adquieren nuevas fuentes de vapor, la tendencia que poseen las masas de aire a deprimirse gradualmente en isótopos pesados puede ser enmascarada a lo largo de su trayectoria (Clark y Fritz, 1997).

La difusión molecular también puede causar fraccionamiento isotópico dentro del manto de nieve, particularmente en moléculas de agua ocurre debido a que la difusión del  $H_2^{16}O$  es mayor que la de del  $H_2^{18}O$  y  $^2HH^{16}O$ . En el vapor la difusión ocurrirá cuando el ambiente presente una humedad menor a 85% que es la humedad presente en la superficie del océano (Craig,1961).

Además, se puede presentar difusión térmica, la cual involucra transporte de masa como consecuencia de un gradiente térmico. Mientras mayor es la diferencia de masa, más pronunciada será la tendencia de dos especies a separarse por difusión térmica (Hoefs, 2015).

### D-excess

El exceso de deuterio (d-excess) propuesto por Dansgaard en 1964 sobre la composición de las precipitaciones promedio globales (GMWL) (Ecuación 19),

$$d\text{-excess} = \delta D - 8 \delta^{18}O \quad (19)$$

es un indicador del grado de desequilibrio (Dansgaard, 1964) y a escala global es aproximadamente 10‰. Frecuentemente es utilizado para inferir las condiciones de humedad de las fuentes de una precipitación, sin embargo, este valor puede ser modificado por procesos posteriores a la precipitación (Uemura, Matsui, Yoshimura, Motoyama, & Yoshida, 2008), como evaporación, metamorfismo de nieve (Lee et al., 2010) y difusión, ya que existen diferencias de difusividad entre  $D$  y  $^{18}O$  (Stichler et al., 2001).

Los cambios en los valores de d-excess están controlados principalmente por la relación entre  $\delta D$  y  $\delta^{18}O$ . Cuando la relación entre estas dos variables es menor a 8 el d-excess debería disminuir con el incremento de  $\delta D$  y  $\delta^{18}O$ , y viceversa (Lee et al., 2010).

La pendiente de la regresión lineal de  $\delta D / \delta^{18}O$  de las muestras de nieve fresca es muy similar a la pendiente de la línea de agua meteórica global (GMWL), sin embargo, disminuye en las muestras

obtenidas del perfil del manto de nieve y disminuye aún más en el agua de deshielo. En un estudio realizado en un manto de nieve con una elevación de 2.100 msnm en Sierra Nevada, USA, se obtuvieron pendientes para nieve fresca, perfil de nieve y agua fundida de 8,2, 7,2, y 6,5, respectivamente (Lee et al., 2010). Por lo que la ocurrencia de los procesos que involucran debería respetar la proporcionalidad inversa entre el contenido de isótopos pesados y d-excess.

Estudios realizados en los Alpes han proporcionado evidencia experimental del fraccionamiento isotópico en la superficie de la nieve (Moser y Stichler, 1974). Los resultados muestran que, durante el día, cuando el proceso de sublimación prevalece, la superficie del manto se enriquece en deuterio y disminuye el contenido de d-excess, no obstante, durante algunas noches estos efectos se compensan atribuyéndose a la condensación de humedad en la superficie de nieve (Stichler et al., 2001).

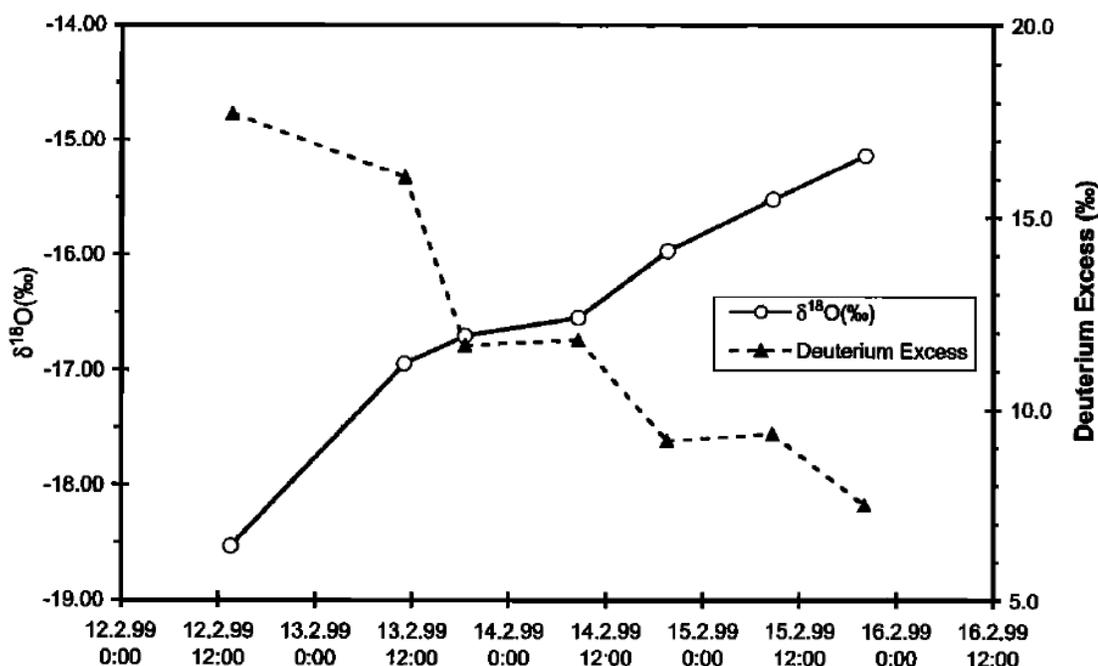


Figura 2.2.1: Contenido de  $^{18}\text{O}$  y variación del d-excess en neviza superficial (1 cm) durante un experimento de sublimación en el Glaciar Tapado, Chile. Fuente: (Stichler et al., 2001).

## 2.3 Proceso de evaporación

La evaporación es un proceso físico en el cual un elemento experimenta un cambio de fase desde el estado líquido al gaseoso. Hidrológicamente podría definirse como la tasa neta de transporte de vapor hacia la atmósfera (Aparicio, 1997). Durante los cambios de fase se absorbe o libera energía, en particular la evaporación corresponde a un proceso endotérmico, en cual las moléculas de agua en estado líquido requieren de una fuente que les provea del calor suficiente para alcanzar el nivel de energía cinética necesario para salir de la superficie del agua o suelo húmedo y formar parte de la atmósfera como vapor. El calor absorbido por unidad de masa evaporada recibe el nombre de calor latente de evaporación ( $cal \cdot g^{-3}$ ) (Custodio y Llamas, 1983).

La evaporación se produce por efecto de tres factores: viento, radiación solar y déficit higrométrico o diferencia de tensión de vapor entre el agua y la atmósfera. De esta forma, la tasa de evaporación es proporcional al déficit higrométrico e inversamente proporcional a la presión atmosférica total.

Dalton en 1802 deduce la siguiente expresión:

$$EV = K(e_s - e_d) \quad (20)$$

en la cual  $EV$  corresponde a la evaporación ( $mm \cdot día^{-1}$ ),  $e_s$  a la presión de vapor saturante ( $Pa$ ),  $e_d$  a la presión de vapor del aire ( $Pa$ ) y  $K$  al coeficiente de proporcionalidad que integra otras variables del proceso. A continuación, se definen algunas de estas variables (Custodio & Llamas, 1983):

- Presión atmosférica: la evaporación aumenta al disminuir la presión atmosférica, no obstante, al aumentar la altitud la evaporación se reduce, aunque la presión disminuya, esto se debe a la influencia de otros factores, como por ejemplo la temperatura.
- Velocidad del viento: el aumento de la velocidad de viento y las turbulencias aportan a la renovación de masas de aire, provocando un aumento en el déficit higrométrico y por ende en la evaporación.
- Temperatura: el aumento de temperatura genera una mayor tensión de vapor tanto en el aire como el agua. En el caso de que el aumento de ambas magnitudes sea el mismo, el efecto neto sobre la evaporación sería nulo.
- Tipo o forma de la superficie evaporante: la evaporación dependerá directamente del tipo de suelo o de la extensión y profundidad en el caso de superficies de agua libre.
- Calidad del agua: a medida que aumenta la cantidad de sólidos disueltos en el agua, disminuye la tensión de vapor de ésta. Se estima que al aumentar en un 1% la concentración de sales la evaporación disminuye en un 1%.

La evaporación desde el suelo está gobernada por el movimiento y la cantidad de vapor y agua líquida presentes en los niveles superficiales. Suelos totalmente saturados pueden alcanzar

tasas de evaporación similares a las que poseen superficies de agua libre y a medida que el nivel freático aumente su profundidad, la evaporación ira disminuyendo. La magnitud de esta disminución en gran medida dependerá del tipo de suelo.

El proceso de evaporación desde el suelo puede dividirse en:

- Evaporación desde suelo húmedo o saturado: Ocurre cuando el nivel freático se encuentra cercano a la superficie del terreno y existe suficiente humedad en el suelo ubicado entre estos dos niveles. En este caso la evaporación está gobernada exclusivamente por las condiciones meteorológicas externas, independiente del tipo de suelo.
- Evaporación desde suelo no saturado: Ocurre cuando el nivel freático se encuentra relativamente profundo y existe un nivel de suelo superficial con baja humedad, la tasa a la cual el perfil del suelo puede transmitir humedad hacia la superficie es menor al potencial evaporativo atmosférico, por tanto, la evaporación depende principalmente del tipo de suelo y sus propiedades físicas.
- Evaporación desde suelo seco: En este caso la evaporación está controlada por la transferencia de vapor ascendente y descendente.

“Un parámetro importante en la caracterización de los procesos de evaporación desde el acuífero es la denominada profundidad de extinción, parámetro que corresponde a la profundidad mínima de la napa a partir de la cual ya no se produce evaporación” (Johnson, 2009).

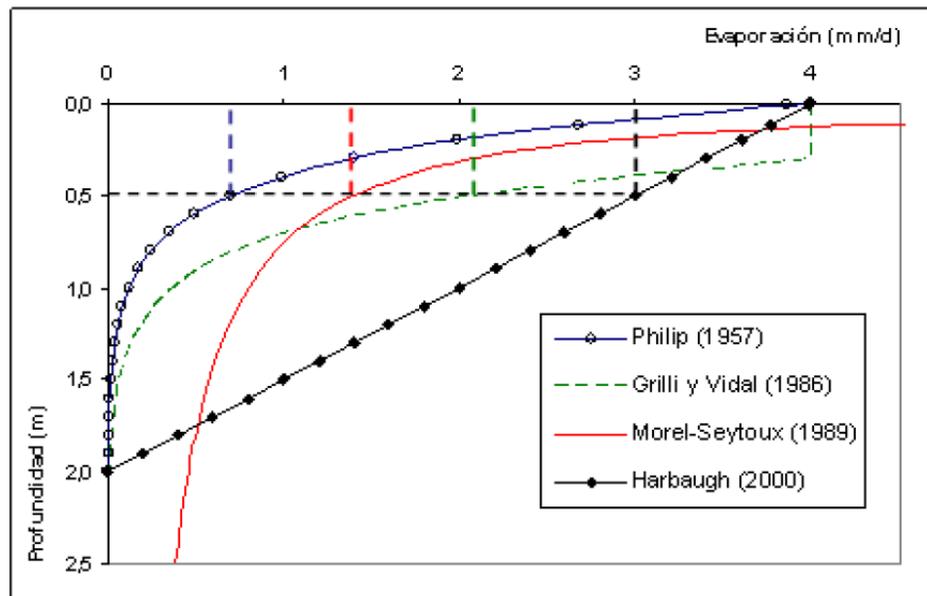


Figura 2.3.1: Gráfico que presenta distintos ajustes para la curva de evaporación en función de la profundidad a la cual se encuentra el nivel freático. Fuente:(Johnson, 2009).

### 3 Marco Geológico

#### 3.1 Geología Regional

En la zona central de la Cordillera de Los Andes, Charrier (1981) definió tres unidades morfológicas diferentes a la altura de los 34° latitud sur. Desde el oeste al este se encuentran la Cordillera de la Costa compuesta por rocas sedimentarias y volcánicas del Paleozoico Tardío, intruidas por el Batolito Costero, que representa el arco magmático del Paleozoico Tardío. A continuación, se encuentra el Valle Central, depresión que separa la Cordillera de la Costa de la Cordillera Principal, rellena principalmente por sedimentos Cuaternarios con orientación de tendencia norte-sur. Finalmente, se encuentra la Cordillera Principal constituida por potentes secuencias de rocas volcánicas estratificadas, intercaladas con secuencias marinas y continentales estratificadas, que van desde el Triásico Superior hasta el Cuaternario. Estas intercalaciones se encuentran intruidas por cuerpos plutónicos e hipabisales del Cenozoico, como batolitos, stock y en menor medida por diques y apófisis correspondientes a las unidades del Meso-Cenozoico del Ciclo Orogénico Andino (Klöhn,1960). En el flanco occidental de la Cordillera Principal de la VI Región se encuentra ubicado el mega-yacimiento de cobre-molibdeno El Teniente.

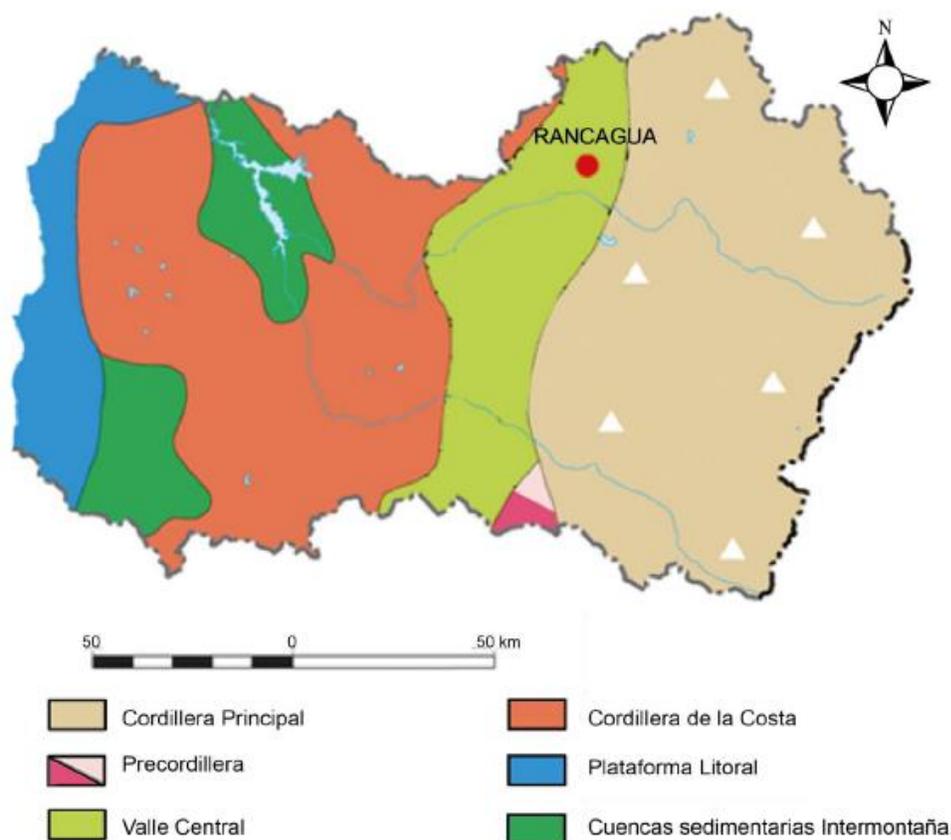


Figura 3.1.1: Mapa de las unidades Geomorfológicas de la VI Región de Chile. Modificado Börgel (1983).

### 3.1.1 Litología

#### 3.1.1.1 Rocas estratificadas

A continuación, se exponen en orden cronológico las formaciones presentes en la franja cordillerana.

**a) Formación Nacientes del Teno (Bajociano-Kimmeridgiano Inferior)**

Formación definida por Klöhn (1960), constituida por rocas sedimentarias clásticas ubicadas en la zona oriental de la Figura 3. Posee un Miembro Superior Evaporítico de 500-600 m en la zona de mayor potencia, que representa un ciclo marino en el Kimmeridgiano, y un Miembro Inferior Detrítico y Calcáreo de potencia 100-200 m (Davidson & Vicente, 1973). Esta formación subyace de forma concordante a la Fm. Río Damas.

**b) Formación Río Damas (Kimmeridgiano Superior-Titoniano Inferior)**

Formación definida por Klöhn (1960). Se conforma por rocas sedimentarias clásticas continentales con intercalaciones de depósitos de origen volcánico, estos últimos representan el término de un ciclo regresivo. Posee un espesor promedio de 3000 m. La formación se dispone como franja de orientación norte-sur. Es subyacida por la Fm. Nacientes del Teno y sobreyacida de manera concordante con la Fm. Baños de Flaco. Además, presenta un contacto por falla con la Fm. Leñas-Espinoza (Charrier, 1973).

**c) Formación Leñas-Espinoza (Kimmeridgiano Superior-Titoniano Inferior)**

Definida por Klöhn (1960) y redefinida por Charrier (1981). Corresponde a una serie de rocas sedimentarias que se puede dividir en dos miembros, el inferior de tipo detrítico y el superior calcáreo fosilífero. Su potencia promedio es de 1200m. Esta serie se distribuye en la zona oriental de la figura 4 con un ancho máx. De 1 km y orientación norte-sur. Presenta contacto inferior desconocido y hacia el techo subyace a la Fm. Coya-Machalí y a la Fm. Baños del Flaco con un contacto discordante y gradual, respectivamente. Además, presenta con contacto local por falla con la Fm. Río Damas.

**d) Formación Baños del Flaco (Titoniano-Neocomiano)**

Formación definida por Klöhn (1960), constituida por una secuencia de rocas sedimentarias calcáreas de tipo marino (margas y calizas), con intercalaciones volcánicas y detríticas (conglomerados, brechas, areniscas, tobas y lavas), su espesor disminuye hacia el este, desde 2.300 hasta 1.100 m. Estas representan el segundo ciclo de transgresión-regresión marina del Kimmeridgiano. Posteriormente Charrier (1981), asigna a esta formación Los Estratos Superiores de la Fm. Leñas-Espinoza definida por Klöhn (1960). La formación se distribuye en afloramientos restringidos de dirección norte-sur. Sus relaciones de contacto están dadas por un límite inferior concordante y gradual con las Formaciones Río Damas y Leñas-Espinoza respectivamente y hacia el techo subyace a la Fm. Colimapu en contacto concordante. El techo se encuentra localmente erosionado y el contacto discordante con la Fm. Coya-Machalí. Esta formación recibe el nombre de Fm. Lo Valdés en el sector

metropolitano (Thiele, 1980), y Fm. San José (Aguirre,1960), en el sector del Río Aconcagua.

**e) *Formación Colimapu (Barremiano-Albiano)***

Definida inicialmente por Klöhn (1960) y luego estudiada por González y Vergara (1962). Conjunto de rocas continentales estratificadas, que poseen un Miembro Inferior Sedimentario de areniscas finas epiclásticas y calizas micríticas, y un Miembro Superior Volcánico que contiene tobas lítico-cristalinas, lapilli e ignimbritas, de 1500 m y 1600 m de potencia respectivamente(Charrier,1981). Su contacto inferior es de tipo concordante con la Fm. Baños del Flaco, mientras que el contacto superior es discordante con la Formación Coya-Machalí. El origen de esta formación estaría relacionado con el segundo ciclo sedimentario continental, asociado al alzamiento ocurrido durante el Barremiano-Albiano (Charrier, 1973).

**f) *Formación Coya-Machalí (Eoceno Superior-Mioceno Inferior)***

Definida por Klöhn (1960). Corresponde a una secuencia estratificada de rocas continentales con una potencia aproximada de 3.200 m, principalmente rocas volcánicas (coladas, brechas, tobas y riolitas), con intercalaciones sedimentarias (brechas, conglomerados, areniscas y limonitas). Se distribuye en dos franjas norte-sur, la occidental contiene lavas afaníticas, porfídicas y microfaneríticas de composición andesítica, y la oriental se compone de rocas piroclásticas con intercalaciones importantes de sedimentitas finas, con una potencia de 1.900 y 1.300 m respectivamente (Charrier y otros, 1994; Charrier & Munizaga, 1979). La división de estas franjas está dada por afloramientos de la Fm. Farellones. En su límite inferior presenta un contacto discordante con las Formaciones Baños del Flaco, Leñas-Espinoza, Río Damas y Nacientes del Teno, mientras que en su techo presenta discordancia angular con la Fm. Farellones. Dataciones de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y la presencia de fósiles en niveles basales, indican edad Eoceno Superior a Mioceno Inferior de los niveles superiores (Charrier y otros, 1994). La formación se correlaciona con la Fm. Abanico.

**g) *Formación Farellones (Mioceno Superior)***

Formación definida por Klöhn (1960). Secuencia predominantemente volcánica compuesta por sedimentitas, lavas andesíticas, riolitas y basálticas, y rocas piroclásticas que se alternan con depósitos lagunares como areniscas, calizas, tufitas y lutitas. Su potencia es de al menos 2.400 m. Se encuentra levemente plegada a subhorizontal (Charrier, 1983). Se distribuye en franjas norte-sur y limita por ambos lados con la Fm. Coya-Machalí. La formación sobreyace en discordancia angular a la Fm. Coya Machalí y se encuentra cubierta parcialmente por la Fm. Colorado-La Parva (Thiele, 1980). Dataciones de K-Ar indican un origen Mioceno Medio y Superior (Charrier, 1983) producto de una intensa actividad volcánica. Su importancia para la región radica en que es la formación que aloja al mega yacimiento El Teniente.

**h) Formación Colón-Coya (Plioceno-Pleistoceno)**

Formación reconocida por Enrione (1972) y definida por Gómez (2001). Conformada por depósitos laháricos con intercalaciones de ceniza, coladas andesíticas y gravas fluviales. De potencia variable, desde algunos centímetros a unos 150 m. La formación sobreyace en disconformidad a las formaciones Coya-Machalí y Farellones, mientras que su techo corresponde a la superficie de erosión actual. Dataciones radiométricas de K-Ar en lavas, indican una edad Plioceno-Pleistoceno (Charrier & Munizaga, 1979; Cuadra, 1986).

**i) Depósitos no consolidados (Plioceno-Pleistoceno)**

Depósitos lacustres aluviales, fluviales y glaciofluviales, glaciales, de escombros y derrumbes (Charrier, 1983). Estos depósitos rellenan los principales sistemas de drenaje, tales como los valles de los ríos Cachapoal, Maipo, Teno y Blanco.

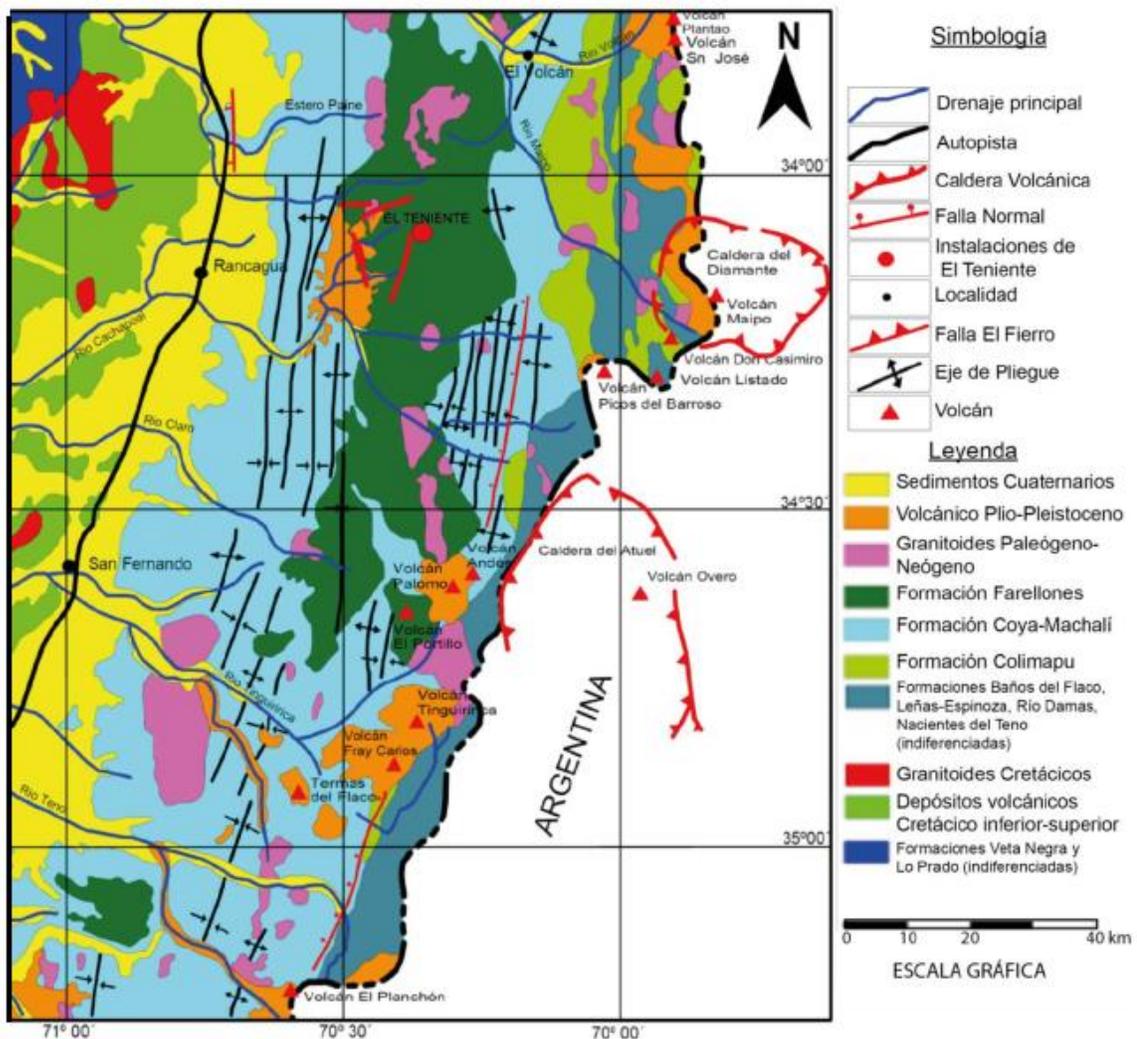


Figura 3.1.2: Mapa Geológico de la VI región en la zona de la alta cordillera. (Imagen modificada de Charrier et al., 1996 y tomada de Harrison, 2010).

### 3.1.1.2 Rocas Intrusivas

Los intrusivos emplazados en la zona central de la Cordillera de los Andes, donde se encuentra el yacimiento El Teniente, poseen una composición, edad, textura y extensión variada. Se reconocen a lo menos cinco franjas con orientación N-S conformadas por cuerpos agrupados en complejos ígneos intrusivos del Paleógeno-Neógeno (Oligoceno Superior-Mioceno Superior), cuyas edades varían entre 34,3 y 5,59 Ma (Falcón & Rivero, 1998). Las unidades intrusivas comprenden cuerpos hipabisales y plutónicos, que corresponden principalmente a granodioritas, pórfidos dioríticos y andesíticos, monzonitas, monzodioritas y pórfidos dacíticos, que se emplazan cortando a las rocas de las Formaciones Coya-Machalí y Farellones (Skewes, 2002).

Además, se reconocen cuerpos de menor envergadura, que corresponden principalmente a stocks, apófisis, filones y diques de granito, granodiorita, tonalita, monzonita cuarcífera y diorita cuarcífera (Charrier, 1981).

Kurtz et al. (1997) agrupan estos cuerpos intrusivos en tres unidades en base a sus edades determinadas mediante datación Ar/Ar:

- Plutones antiguos, cuyas edades varían entre  $21,6 \pm 4,9$  y  $16,2 \pm 1,2$  Ma.
- Complejo Plutónico Teniente, que se subdivide en un grupo de 12 Ma ( $12,4 \pm 2,5$  y  $11,3 \pm 0,3$  Ma) y otro de 8 Ma ( $8,8 \pm 0,1$  y  $7,7 \pm 0,1$  Ma)
- Complejo Plutónico Joven, cuya edad oscila entre  $6,6 \pm 0,1$  y  $5,5 \pm 0,2$  Ma.

### **Estructuras**

El régimen estructural de Chile central entre los 33°S y los 39°S está representado por estructuras regionales de plegamiento y un complejo sistema de fallas subverticales de orientación NW y NNW, formados durante eventos tecto-magmáticos del Paleozoico-Mesozoico (Godoy y Lara, 1994). Estas estructuras acotan los segmentos tectónicos que se disponen de forma oblicua a la Cordillera de los Andes, siendo reactivadas reiteradas veces durante el Mesozoico-Cenozoico (Rivera y Cembrano, 2000), cuyos movimientos laterales explicarían la distribución de franjas de centros volcánicos e intrusivos del Mioceno en la región (Falcón y Rivera, 1998).

Las estructuras regionales en torno al yacimiento El Teniente habrían sido controladas por una zona de transcurrencia sinestral de rumbo N50°W, que generó fracturas sintéticas sinestrales (tipo R) de orientación N60°W y antitéticas dextrales (tipo R') de orientación N50°E (Falcón y Rivera, 1998).

Las estructuras principales a nivel regional se pueden clasificar en tres grupos:

### **Pliegues**

Descritos por Klöhn (1960) y posteriormente por Charrier (1994) como anticlinales y sinclinales que afectan principalmente a la Formación Farellones. Sus ejes se orientan en dirección N-S con inflexiones en el rumbo desde N30°W a 30°E, además de presentar un leve buzamiento

de vergencia este hacia el sur (Gómez,2001). La continuidad longitudinal se encuentra delimitada por los sistemas de fallas N30°W (Rivera y Falcón, 2000).

### **Fallas**

Los sistemas de fallas poseen una orientación predominante de N30°W y están conformados por siete zonas de fallas que se reconocen tanto en la Cordillera de la Costa como en la de los Andes, sin embargo, en la Depresión intermedia el relleno sedimentario oblitera la traza de las fallas. En torno al yacimiento El Teniente destacan las zonas de falla Piuquecillo, El Azufre y Juanita que se encuentran al norte, centro y sur respectivamente (Rivera y Cembrano, 2000), que truncan a los ejes de plegamiento de la Formación Farellones. Además, la cuenca de El Teniente es descrita por Rivera y Falcón (2000) como una depresión volcano-tectónica, delimitada al norte por la falla Piuquecillo y al sur por el lineamiento Tinguiririca-Navidad, posee un ancho de casi 100 km y un largo, en la dirección NW-SE de 150 km.

### **Discordancias**

Las tres fases compresivas que afectaron a la región se manifiestan como tres discordancias orogénicas de plegamiento y erosión (Klöhn, 1960):

- Una primera fase en el Cretácico Superior que puso en discordancia a la Fm. Farellones con las rocas volcánicas terciarias y cuaternarias.
- Una segunda fase con edad en discusión entre Oligoceno Inferior y/o Mioceno Inferior (Charrier y otros, 1996) que pondría en discordancia la Fm. Coya-Machalí con la Fm. Colimapu.
- Una última fase en el Mioceno-Plioceno que provoca un débil plegamiento de la Fm. Farellones, depositándose ésta en discordancia con la Fm. Colón-Coya.

Además, también se pueden mencionar las fallas descritas por Charrier (1981), quien identifica fallas inversas en la franja este de la Fm. Coya-Machalí, las que se verían favorecidas por las intercalaciones de la Fm. con roca poco competente, y la presencia de fallas normales con desplazamiento vertical, asociadas a la tectónica de bloques Plioceno-Cuaternaria resultante del alzamiento andino.

### **3.1.2 Marco Geotectónico**

Al este de la intersección de la dorsal y la fosa chilena se encuentran tres de los yacimientos tipo pórfido cuprífero más importantes del país: El Teniente, Río Blanco-Los Bronces y los Pelambres, en esta zona se encuentra el segmento tectónico andino de bajo ángulo o *flat slab* (Figura 3.1.3) caracterizado por la ausencia de actividad volcánica moderna (Kurtz y otros, 1997).

La evolución de los Andes se produjo mediante dos ciclos orogénicos mayores, el pre-Andino (fin del Paleozoico, 230 Ma) y el ciclo Andino (Meso-Cenozoico). Éste último posee cinco etapas principales, que presentan condiciones tectónicas y paleogeográficas diferentes (Charrier et al., 1996):

- Etapa 1 (Triásico Superior-Jurásico Inferior, 205 a 180 Ma): Se desarrolla un sistema de grabens de orientación NNW.
- Etapa 2 (Jurásico Inferior-Jurásico Superior, 180 a 135 Ma): Durante este periodo se presenta un peak de magmatismo, desarrollando un arco volcánico en lo que es la actual Cordillera de la Costa y el sector occidental de la Cordillera Principal. Además, a fines de este periodo se creó una cuenca de tras-arco.
- Etapa 3 (Jurásico Superior-Cretácico Inferior, 135 a 95 Ma): Durante este periodo se forman cuencas tanto de intra-arco como de tras-arco, ambas en y al este del arco volcánico, respectivamente.
- Etapa 4 (Cretácico Superior-Terciario Inferior, 95 a 24 Ma): Periodo en el que se desarrollan depósitos sedimentarios continentales y marinos, seguidos por un episodio de intensa erosión.
- Etapa 5 (Neógeno-Presente, 24 Ma): Desarrollo de dominios volcánicos y plutónicos en condiciones paleogeográficas muy diferentes entre sí. Durante el Mioceno Inferior, la corteza continental bajo la región era delgada, con un espesor inferior a 45 km y se ubicaba sobre una zona de subducción de ángulo alto, mayor a 25°. A partir del Mioceno Medio-Plioceno Temprano, el ángulo de subducción decrece causando deformación, engrosamiento y alzamiento de la corteza continental, al sur de los 33°S el descenso del ángulo es más lento y menos extendido que al norte (Figura xx1) (Stern y Skewes, 1995).

La génesis de los tres yacimientos mencionados con anterioridad, se relacionarían al engrosamiento cortical y solevantamiento asociado a la paulatina disminución del ángulo de subducción de la Placa de Nazca bajo la Sudamericana, desde el Mioceno al presente (Figura 3.1.3). Es así como el rápido alzamiento y exhumación de los sistemas plutónicos emplazados en profundidad, generarían la exsolución de fluidos magmáticos ricos en Cu, responsables de la mineralización del tipo pórfido cuprífero en la región (Skewes y Stern, 1995).

Actualmente, el Yacimiento El Teniente se ubica a 260 km de la fosa chilena y a unos 90 Km sobre la zona sísmica, y el frente magmático se encuentra en los Andes altos, donde el drenaje se divide entre Chile y Argentina.



Figura 3.1.3: La zona de Flat Slab divide la Zona Volcánica Central (ZVC) de la Zona Volcánica Sur (ZVS). Las líneas punteadas muestran las profundidades de la Zona de Benioff. También es posible observar la ubicación de los megayacimientos de cobre de esta zona. Modificada de Stern y Skewes, 1995.

## 3.2 Geología del yacimiento

El Teniente es un mega yacimiento hipógeno de cobre molibdeno perteneciente a la franja metalogénica de cobre del Mioceno, la cual contiene a los depósitos de tipo pórfido cuprífero más grandes del mundo. El yacimiento se encuentra emplazado en rocas volcánicas y subvolcánicas de composición básica a intermedia pertenecientes a la Formación Farellones (Mioceno Medio a Superior) (Camus, 1975 y Cuadra, 1986).

El yacimiento es resultado de sucesivos eventos de deformación, de la intrusión de cuerpos félsicos y de la ocurrencia de distintos eventos de mineralización y alteración superpuestos, ocurridos durante a lo menos 5,3 Ma desde el Mioceno Temprano, en el que los recursos se formaron en un periodo de 1,2 Ma (Maksaev et al., 2002; Maksaev, 2004; Canell et al., 2004). Skewes et al. (2002) propone una hipótesis diferente, en la que el yacimiento correspondería a un depósito de megabrecha, generado por la exsolución de fluidos magmáticos de Plutones en enfriamiento. La formación de vetas tardías, además del emplazamiento de brechas jóvenes e intrusiones de pórfidos félsicos, generarían una alteración sericítica que en algunas ocasiones contribuye con Cu y en otras elimina o redistribuye la mineralización preexistente (Skewes et al., 2002).

El tipo de mineralización predominante corresponde a un enrejado de vetillas o *stockwork* (70%) en rocas máficas, formando un cuerpo mineralizado con geometría elíptica en plan, de 1.600m x 2.000m aproximadamente. El 30% restante se concentra en el cemento de diversas brechas magmáticas-hidrotermales de anhidrita, biotita, cuarzo y turmalina, y en menor proporción de forma diseminada en la matriz de cuerpos intrusivos félsicos. En la parte central del yacimiento, se encuentra la megaestructura con forma de cono invertido denominada Brecha Braden, que principalmente está conformada por brecha de turmalina. Los minerales de mena más importantes del yacimiento en la zona primaria corresponden a la asociación calcopirita-bornita-pirita, mientras que, en la zona de enriquecimiento secundario, corresponden a calcosina y de forma subordinada, covelina, Cu nativo y cuprita (Cuadra, 1986). Dentro del yacimiento se pueden distinguir los siguientes grupos litológicos: Complejo máfico El Teniente, Complejo Félsico, Complejo Chimenea Braden, Complejo de Brechas e Intrusivos Menores.

Los principales sistemas estructurales de la mina poseen orientación NS, NE y NNW, esta última con continuidad distrital, evidenciados por la traza de los contactos entre unidades de rocas diferentes, por fallas y zonas de cizalle, y por la distribución y geometría de las vetas y vetillas.

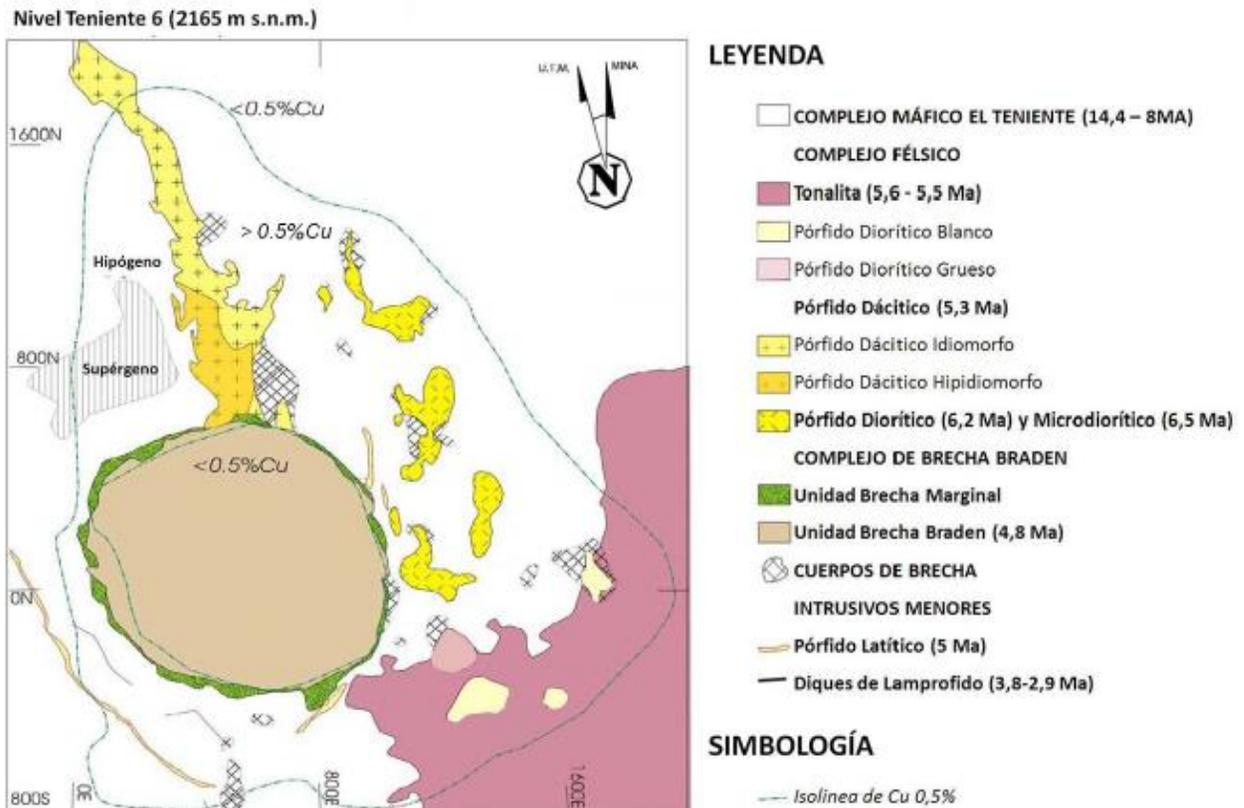


Figura 3.2.1: Geología simplificada mostrada a través del Nivel Teniente 6 (2165 msnm) del Yacimiento El Teniente. En la figura se muestra el límite del depósito definido por concentraciones superiores al 0,5% de Cu.

## 3.2.1 Litología

### 3.2.1.1 Complejo Máfico El Teniente (CMET)

El Complejo Máfico El Teniente (CMET) está constituido por rocas oscuras, de edad Miocena Superior, que conforman un lacolito que instruye a la Formación Farellones (Skewes, 2000 et al; Munizaga et al., 2002; Charrier et al., 2002). El CMET es un complejo subvolcánico de composición básica, color pardo oscuro a negro y dimensiones de 2 km, de alto, 2,4 km de ancho y 1,2 km de largo (Burgos, 2002), donde se agrupan gabros, diabasas, basaltos, pórfidos basálticos y andesitas basálticas (Morel y Spröhnle, 1992; Skewes y Arévalo, 1997; Skewes et al., 2002). Esta unidad litológica corresponde a la roca caja en la cual se hospeda más del 80% de la mineralización de cobre presente en el depósito (Figura 3.2.1).

La alteración, mineralización y brechización del complejo, obliteraron la petrografía original del conjunto de rocas. En el interior del yacimiento las características primarias de estas rocas quedan enmascaradas por un intenso *stockwork* y por la alteración hidrotermal principalmente potásica, siendo la biotita el mineral predominante en esta fase y responsable del color negro que las caracterizan (Villalobos, 1975).

Burgos en el 2002 confirmó que parte del complejo corresponde a una diabasa de textura porfídica con variaciones en el tamaño de los fenocristales de plagioclasa. Las texturas de grano fino corresponderían a los bordes del intrusivo y las de grano grueso al centro de éste. En general, se encuentra constituido por plagioclasa, relicto de piroxeno y presenta una fuerte alteración biotítica.

La alteración, mineralización de cobre-molibdeno y brechización del complejo, obliteran macroscópicamente las características texturales originales de las rocas. Los minerales de alteración principales son: biotita, anhidrita, cuarzo, clorita, sericita, actinolita y turmalina (Skewes, 2002).

La diabasas y diques basálticos, que conforman el CMET habrían sido emplazadas durante el Mioceno. Durante este periodo una cuenca volcano-tectónica fue generada en el Arco Andino, por la extensión a partir de un sistema de fallas de orientación NNW, cerrándose en el Mioceno Tardío (Godoy, 1993; Falcón y Rivera, 1998).

### 3.2.1.2 Complejo Félsico

Corresponde a intrusivos emplazados desde el Mioceno al Plioceno. Posee geometrías subverticales, por lo que se asocian a stocks, apófisis o diques provenientes de intrusivos de mayor tamaño en profundidad. Presentan afinidad calcoalcalina y contenidos de  $SiO_2$  mayores al 56 % (Rabbia, Reich, Hernandes., & King, 2000). Estos pueden agruparse en función al tipo de roca y textura en:

- Pórfido Dacítico (ex Pórfido Teniente)

Pórfido caracterizado por Ossandón (1974), Cuadra (1986), Skewes (2002) y Rojas (2002), entre otros, quienes señalan que corresponde a un cuerpo intrusivo con orientación N a NNW y manto subvertical. Está ubicado en el sector norte del depósito, presenta una longitud de 1.500 m y una potencia que entre 50 y 300 m (Figura 3.2.1). Intruye al CMET, presentando contactos nítidos irregulares, brechosos o bien transicionales. Hacia el sur la Brecha Braden intruye al Pórfido Dacítico, desarrollándose una brecha con matriz de turmalina y fragmentos del pórfido.

El pórfido Dacítico es de color gris claro a blanco con fenocristales de oligoclasa, biotita y escaso cuarzo (Cuadra, 1986), siendo una roca rica en feldespatos alcalinos y pobre en sílice. Ossandón (1974) distinguió dos variedades texturales: porfídica idiomorfa, que ocurre cerca de la zona de contacto, y la porfídica hipidiomorfa, que ocurre en la zona central del intrusivo.

El emplazamiento de este intrusivo se asocia al principal evento mineralizador del yacimiento (Ojeda y otros, 1980). Cuadra (1986) le asigna una edad de 4,6 a 4,7 Ma, mediante dataciones de U/Pb en circón, indicando que la cristalización del intrusivo ocurrió hace  $5,28 \pm 0,1$  Ma.

- Pórfido Diorítico

Corresponde a una serie de diques y stocks, de gran extensión vertical, alineados en una dirección N30°W en el sector central y norte del yacimiento (Figura 3.2.1). En el contacto con el CMET, generalmente se forman brechas hidrotermales ígneas.

Pórfido compuesto por fenocristales de plagioclasas, biotita y ojos de cuarzo (30%-60% de la roca) y localmente presenta asociaciones mineralógicas de alteración de tipo potásica, fílica y argílica (Guzmán, 1975).

Dataciones radiométricas de U/Pb en circón, indican una edad de cristalización del intrusivo de  $6,11 \pm 0,13$  Ma a  $6,28 \pm 0,16$  Ma (Maksaev et al., 2004).

- Pórfido Microdiorítico

Corresponde aun una diorita de grano fino, con abundantes xenolitos de “andesita” y cúmulos de biotita (Arredondo, 1994), que se ubica en el sector central-este del yacimiento. Se encuentra en contacto por intrusión tanto con la Tonalita como con el CMET (Figura xxx2), lo que genera brechas ígneas e hidrotermales, las que poseen leyes altas de cobre.

La edad de cristalización, datada mediante U/Pb en circones, corresponde a  $6,46 \pm 0,11$  Ma (Maksaev et al., 2004).

- Tonalita

Se presenta como un cuerpo intrusivo en el sector sureste del depósito (Figura xxx2), intruyendo al Complejo Máfico El Teniente. Corresponde a un stock de  $200m^2$  ubicado en el sector SE de la pipa Braden (Faundes, 1981).

Cuerpo de color gris claro. En sus bordes posee una textura porfídica con fenocristales primarios de plagioclasa, biotita y relictos de anfíbola. En su zona central presenta textura fanerítica. Presenta una fuerte alteración cuarzo-sericita-clorita (Cuadra, 1986). Su composición química es de carácter calcoalcalino, con un contenido de  $SiO_2$  variable entre 63,6% y 64,2%.

Cuadra (1986) a través de dataciones radiométricas de K/Ar, le asignó una edad de  $7,1 \pm 1$  Ma, mientras que Maksaev y otros (2004), mediante dataciones de  $^{40}Ar/^{39}Ar$  en biotita, indican edades de  $5,47 \pm 0,12$  Ma a  $5,63 \pm 0,12$  Ma.

### 3.2.1.3 Complejo Brecha Braden

También conocida como “Pipa Braden”, corresponde a una chimenea volcánica o “pipa” producida por la salida explosiva de gases que rompen la roca caja rellenando el conducto con fragmentos angulosos. Posee una forma de cono invertido, casi circular en planta, con un radio de 600 m y una extensión vertical de 3.150 m (Floody, 2000). Su flanco oriental es subvertical

mientras que el resto posee una inclinación entre 60° y 70° hacia el centro del cuerpo (Cuadra, 1986). Se ubica en el centro del yacimiento, cortando a la mayoría de las unidades litológicas (Figura 3.2.1).

Es la unidad central del complejo. Posee fragmentos redondeados a subangulosos de mala selección. Los fragmentos corresponden a los intrusivos que son cortados por la brecha: andesita, latita y diorita. La matriz está constituida por polvo de roca y posee un cemento de sericita con cantidades menores de turmalina, calcita y pirita. Brecha Braden Clorita, Brecha Braden Turmalina, Brecha Braden Turmalina Bloques. Además, existen otras variedades en sus márgenes (Skewes et al., 2002).

El complejo de Brecha Braden se encuentra dividido en dos grandes unidades geológicas: Unidad Brecha Braden y Unidad Brecha Marginal. La Unidad Brecha Marginal rodea a la Unidad Brecha Braden, su contacto gradacional se reconoce por la variación del porcentaje de turmalina (Ojeda et al., 1980).

Se estima que la formación de esta estructura es cercana a la fase tardimagmática del yacimiento, posterior al evento principal de mineralización, con una edad cercana a 4,7 Ma (Cuadra, 1986).

#### *3.2.1.4 Cuerpos de Brechas*

Los cuerpos de Brechas se componen de clastos monolíticos y/o heterolíticos. Arredondo (1994) reconoció en la zona central este del yacimiento, varios cuerpos de brechas de distinta composición. Las brechas están clasificadas de acuerdo al mineral dominante en la matriz (Skewes et al., 2002), entre las cuales destacan 4 tipos distintos de brechas: de anhidrita, de turmalina, de biotita e ígneas.

Los clastos son de rocas intrusivas de composición máficas y/o félsicas, con matriz de turmalina, biotita, cuarzo, feldespato, clorita, anhidrita, yeso, apatito, calcopirita, bornita, pirita, rutilo y magnetita. La matriz suele estar cortada por vetillas de anhidrita, cuarzo, biotita, feldespato y sulfuros de cobre.

#### *3.2.1.5 Intrusivos Menores*

Corresponden a unidades estériles y de menor volumen. Su origen está relacionado con los últimos eventos reconocidos en el yacimiento.

#### *3.2.1.6 Pórfido Latítico*

Constituido por diques de poca potencia y anulares con respecto a la Brecha Braden. Son cuerpos irregulares, brechizados y discontinuos. Los fenocristales de mayor presencia son de feldespato y biotita. La edad, según Makshev y Munizaga (2000), es de  $4,82 \pm 0,09$  Ma. Dichos valores indicarían que es anterior a la Brecha Braden (Riveros, 1991).

### 3.2.1.7 Diques de Cuarzo y Anhidrita

Diques muy abundantes en el sector norte y oeste del yacimiento. Su potencia varía de 10 cm a 3 m, con manteos subverticales. No presentan halos de alteración y sus contactos son bien definidos.

### 3.2.1.8 Dique de Andesita

Corta a la Tonalita en su sector sur. Es un cuerpo tabular, con potencia de 0,5 a 1m. Es de color gris a negro y textura porfídica.

### 3.2.1.9 Diques de Lamprófido

Se ubican al sur de la Brecha Braden. Son cuerpos tabulares, de potencia variable de 1 a 2 m, de color gris a verdoso. Poseen textura porfídica, con fenocristales de hornblenda en una masa fundamental de augita y labradorita. Cortan al CMET, a la Tonalita y a la Brecha Braden. Dataciones de K-Ar indican una edad de 3,8 a 2,9 Ma (Cuadra, 1986 y Godoy, 1993).

## 3.2.2 Geología estructural

El Teniente se encuentra emplazado en una zona de cizalle denominada Zona de Falla El Teniente (ZFT). Según Garrido (1992), el yacimiento posee tres dominios estructurales principales: Dominio N60°E, Dominio N50°W y Dominio N20°E, éste último dispuesto en echelón respecto a los anteriores. Los dominios estructurales corresponden a zonas de mayor frecuencia relativa de fallas, conformados en su mayoría por fallas de rumbo con manteo subvertical y desplazamiento centimétrico.

Dentro de las estructuras principales se encuentra la zona de chimenea o pipa de Brechas Braden emplazada en rocas de la Formación Farellones (Camus, 1975). Con el emplazamiento de los intrusivos y de la chimenea Braden se originó un fracturamiento, que afecta a estos cuerpos y a las rocas encajadoras preexistentes. Este fracturamiento es del tipo *stockwork* y aloja gran parte de la mineralización, alcanzando frecuencias máximas de 40 vetillas por metro lineal en las cercanías de los contactos con los intrusivos (Zuñiga, 1982).

En El Teniente las estructural geológicas se clasifican de acuerdo a los parámetros de continuidad y tipo de relleno, como se observa en la Tabla 3-1

Tabla 3-1: Clasificación de estructuras geológicas del Yacimiento El Teniente.

TIPO DE ESTRUCTURA	CONTINUIDAD	ESPESOR TÍPICO
<b>Distritales</b>	> 1 km	> 1 m
<b>Maestras</b>	> 500 m	Entre 5 y 120 cm
<b>Mayores</b>	> 100 m ó corta mas de 3 labores	> 7 mm
<b>Intermedias</b>	> 4m y < 100 m ó corta hasta 3 labores	< 5 mm
<b>Menores</b>	< 4 m ó no corta labor	≤ 2 mm

En la mena primaria las estructuras se caracterizan por estar selladas y poseer un gran número de estructuras menores cuyas trazas alcanzan longitudes de 4 m, conformando un denso enrejado o *stockwork*. En la mena secundaria que se ubica en los sectores de mayor altura del depósito, agua ha lixiviado algunos minerales modificando las propiedades originales de las estructuras, generando a pérdida del sello natural y permitiendo por ende la circulación de agua.

### 3.2.3 Alteración y mineralización

La mineralización es producto de una secuencia y superposición de eventos de alteración. Existen dos fases generadoras de minerales: una hipógena que se divide en tres sub-etapas y una supérgena. Ambas, relacionadas a la intrusión de los cuerpos Diorítico, Dacítico y Brecha Braden (Howell y Molloy, 1960). Producto de estos eventos de alteración, se han originado vetillas Tardimagmáticas, Principales y Tardías, que constituyen la evolución hipógena del yacimiento.

#### 3.2.3.1 Etapa Pre-Tardimagmática

Cannell et al., (2005) indica que se trata de eventos tempranos de alteración pervasiva a controlada por vetas y ocurren en asociación con vetillas de magnetita tipo 1a. Entre los minerales de alteración se encuentran la magnetita, cuarzo, anhidrita, actinolita, anortita y epidota. Además, se reconoce una alteración fílica, con minerales de turmalina, sericita, clorita y magnetita, formada adyacente a la Tonalita Sewell. Esta etapa de alteración se asocia a vetas de cuarzo gruesas y no presenta mineralización de cobre o molibdeno.

#### 3.2.3.2 Etapa Tardimagmática

Corresponden a los primeros eventos de alteración pervasiva del yacimiento. El mineral principal es la biotita, además de anhidrita, albita, clorita, cuarzo, sericita y turmalina. La mineralogía ocurre principalmente en vetillas sin halo, aunque también se presenta de forma diseminada (Zuñiga, 1982). El Pórfido Dacítico fue zonado durante este periodo, con un núcleo rico en bornita, un sector intermedio de calcopirita y una zona externa con abundante piritita y magnetita.

En el yacimiento, la distribución de esta etapa define claramente dos sectores. El primero, en la zona norte, con la intrusión del Pórfido Dacítico (Arévalo y Floody, 1995) que presenta una gradación, desde el centro, en intensidad de alteración desde potásica a propilítica. El segundo, en el sector sur, la que presenta la misma alteración, pero enmascarada por alteraciones posteriores.

En el CMET la alteración se identifica por la presencia de biotita, albita y cuarzo, que destruye la textura original de la roca (Arredondo, 1994).

#### 3.2.3.3 Etapa Hidrotermal Principal

La presente etapa se superpone a la anterior y se relaciona a la reacción de fluidos tardimagmáticos con agua meteóricas. Se define por la superposición de franjas de alteración fílica, ubicadas de forma simétrica respecto al Pórfido Dacítico. Su intensidad se determina por la

frecuencia de vetillas de cuarzo, anhidrita y sulfuros, que obliteran la mineralogía preexistente y texturas Tardimagmáticas (Ojeda et al., 1980). Presenta mineralización de calcopirita, pirita y molibdenita subordinada, principalmente en vetillas y escasamente de forma diseminada en los halos de alteración (Zuñiga, 1982). En menor cantidad se observan vetillas de cuarzo, anhidrita y calcopirita, con muscovita, digenita y molibdenita. Las vetillas hidrotermales principales (HP) se asocian a esta etapa.

En la roca caja, la mineralogía es reemplazada por una asociación de cuarzo-sericita, con una proporción menor de anhidrita y clorita. La asociación se desarrolla a partir de la biotita tardimagmática y de los feldespatos presentes en rocas máficas de este complejo.

#### *3.2.3.4 Etapa Hidrotermal Tardía*

El origen de esta etapa se asocia a la Unidad de Brecha Marginal (Villalobos, 1975). Se manifiesta por la alteración cuarzo-sericita de los fragmentos de la brecha, así como por vetas y vetillas con relleno de anhidrita, yeso, siderita turmalina, cuarzo y con halos de alteración cuarzo-sericita-clorita-calcita. Las vetillas contienen cuarzo, turmalina, anhidrita, sericita, clorita, yeso, carbonatos y menas de cobre, hierro y molibdeno (Zuñiga, 1982), las que se distribuyen de forma concéntrica al anillo de brechas, como cemento matriz de la brecha hidrotermal de turmalina y como parte de la alteración de sus fragmentos. Arévalo y otros (1998), dividen a esta etapa de acuerdo al contenido de turmalina, en que la penetrabilidad es máxima a mayor contenido de ésta.

#### *3.2.3.5 Etapa Póstuma*

Se relaciona a la consolidación de la Brecha Braden y se caracteriza por desarrollar una asociación mineralógica de sericita, calcita y pirita en el cemento y por presentar alteración sericítica de la porción clástica. Estructuras planares y cavidades son rellenadas con minerales de baja temperatura, tales como, yeso, siderita, ankerita, baritina, blenda, galena, cuarzo, anhidrita y turmalina (Ojeda et al., 1980). La mineralización hipógena se presenta en vetas y vetillas de pirita, calcopirita, tennantita-tetraedrita, molibdenita y galena-esfalerita con anhidrita como mineral de ganga predominante, de manera subordinada se observan minerales de cuarzo, turmalina, yeso y carbonatos. Como minerales secundarios se encuentran sericita, clorita y calcita junto con pirita y calcopirita diseminada (Floody, 2000).

#### *3.2.3.6 Etapa Supérgena*

Esta etapa se distribuye con geometría elíptica de eje mayor NW en un área de 15 km<sup>2</sup> en el sector alto del yacimiento (Ojeda et al., 1980 y Álvarez, 1990). La cuenca posee una profundidad que varía entre los 100 y 600 m y un ancho de varía entre los 100 y 500 m (Cuadra, 1986). Etapa caracterizada por la lixiviación total de anhidrita y la presencia de sericita y arcillas. La mineralización corresponde a calcosina gris, calcosina celeste y covelina azul, generadas por el reemplazo total de los sulfuros preexistentes. El paso fue gradual, reemplazando de forma selectiva los sulfuros de cobre, primero a bornita y posteriormente a calcopirita. La pirita durante el proceso

de lixiviación su sufrió alteración (Álvarez, 1990). La edad de los eventos de alteración y mineralización es de 5,3 a 4,7 Ma (Cuadra, 1986 y Makshev et al., 2001).

### 3.3 Marco Hidrogeológico

#### 3.3.1 Unidades hidrogeológicas

##### 1. *Unidad Talus*

La Unidad Talus es considerada el acuífero principal en el sector de la Cuenca de la Quebrada Teniente, la conforman sedimentos cuaternarios no consolidados de origen aluvial con aporte coluvial distribuidos a lo largo de la base de la quebrada, su espesor varía entre 1 y 100 m y está compuesta principalmente por gravas y arena, además contiene bloques y bolones de subangulosos a subredondeados de hasta 1,5 m de diámetro, con cantidades menores de arcillas.

Esta unidad además contiene a los Depósitos de Escombros de Falda, que consisten en material coluvial de gravas, bloques y bolones cuyo tamaño varía entre algunos centímetros a 2 m, con cantidades menores de arcillas. Su espesor es desconocido. Posee un potencial hidrogeológico limitado, debido a que presenta pocos afloramientos y estos son de pendientes pronunciadas.

##### 2. *Unidad de Roca Secundaria*

Unidad que corresponde a niveles de roca fracturada de la porción superior del basamento rocoso, geotectónicamente se identifica como roca secundaria y se distribuye a lo largo de toda la Quebrada Teniente. Subyace a la Unidad Talus a lo largo de todo el eje de la Quebrada Teniente y sobreyace a la Unidad de Roca Primaria. Su espesor promedio es de 200m, con una base de geometría irregular que corresponde al límite secundario/primario. El flujo de agua subterránea se desarrolla producto de permeabilidad secundaria, a través de fracturas y fallas. Esta unidad se ha dividido en dos unidades según su grado de fracturamiento (VAI, 2017).

##### i) *Central*

Unidad conformada por roca secundaria ubicada en la zona central de la quebrada, se encuentra altamente fracturada y posee un RQD de muy bajo a moderado. De acuerdo con las descripciones de testigos de exploración perforados en la zona, la roca se caracteriza por su mala calidad geotécnica y un alto grado de fracturamiento, se pueden observar algunos tramos de testigo completamente disgregados y con un RQD <10% (VAI, 2017).

Debido a su condición de alto fracturamiento esta unidad es considerada la segunda unidad hidrogeológica de relevancia en cuanto a su capacidad acuífera (VAI, 2017).

##### ii) *Distal*

Unidad conformada por roca secundaria que tendría una mejor calidad, presentando un menor grado de fracturamiento y un aumento en el RQD promedio, respecto a la roca secundaria central.

Se encuentra en las zonas distales de la Quebrada Teniente. Presenta una menor capacidad acuífera respecto a parte central de la roca secundaria debido a su menor grado de fracturamiento y la condición de vetillas y fracturas parcialmente cerradas (VAI, 2017).

### ***3. Unidad de Roca Primaria***

Unidad conformada por el basamento rocoso del sector, el cual posee un bajo grado de fracturamiento (masivo), geotectónicamente se identifica como roca primaria y se distribuye a lo largo de toda la Quebrada Teniente. Subyace a la Unidad de Roca Secundaria. Presenta vetillas selladas con minerales de distinta dureza, constituyendo un enrejado polidireccional “Tipo stockwork” (Roa, 2007). Presenta un RQD >80%, alta competencia y presencia de testigos intactos y fracturas limpias pero escasas (VAI, 2017).

Unidad de muy baja permeabilidad, en la cual el flujo de agua subterránea únicamente ocurre en vías preferenciales o en sectores donde existen zonas de fracturas mayores y/o fallas (VAI, 2017).

### ***4. Unidad de Material Quebrado***

No se cuenta con mayores antecedentes de la unidad, sin embargo, conceptualmente corresponde a la roca afectada por la subsidencia, que se restringe al sector del cráter. Se asume una zona de influencia de 50 m, a partir del borde del cráter. Desde el punto de vista hidráulico, el alto grado de fracturamiento de la unidad le otorgaría un incremento en los valores de permeabilidad (VAI, 2017).

Los límites de la unidad son, en superficie, la línea límite de la cuenca de subsidencia y en el interior de la mina corresponde a la cota de cada uno de los niveles de hundimientos actual de los distintos sectores en producción (GRMD, 2016).



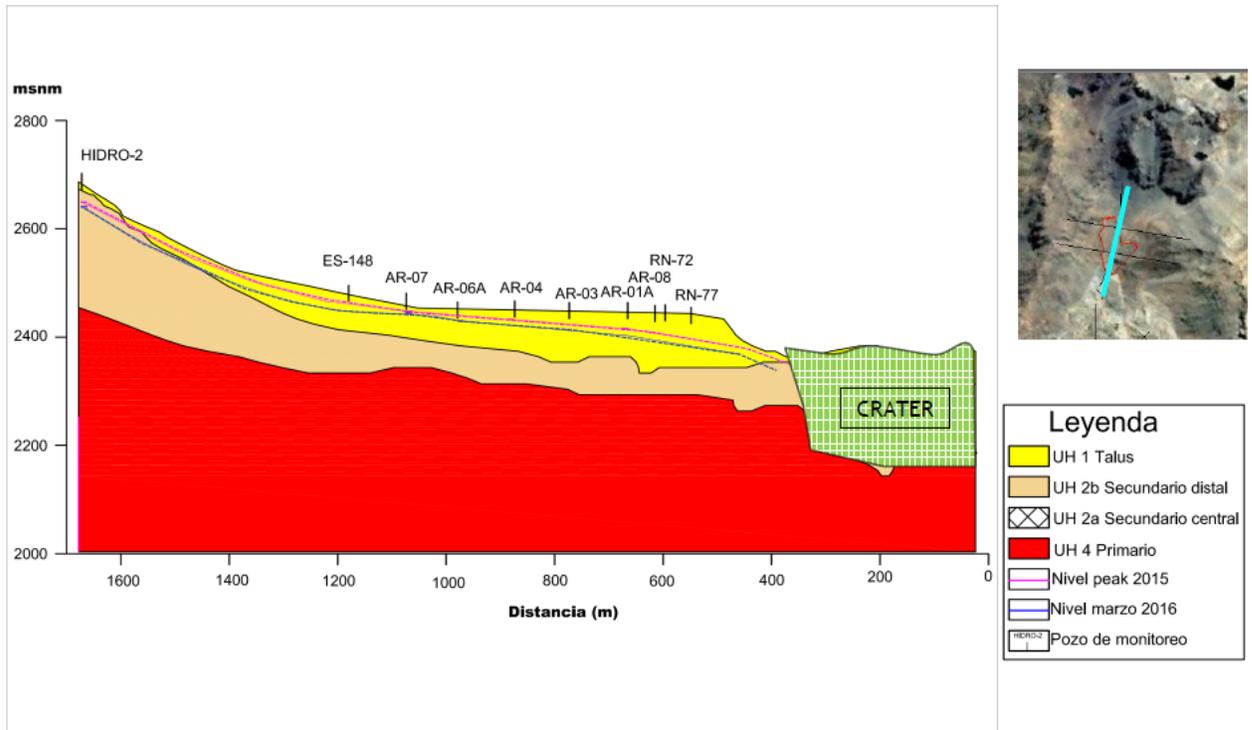


Figura 3.3.3: Perfil hidrológico transversal a la Quebrada Teniente. Fuente: (VAI, 2017)

## 4 Resultados

### 4.1 Registros meteorológicos

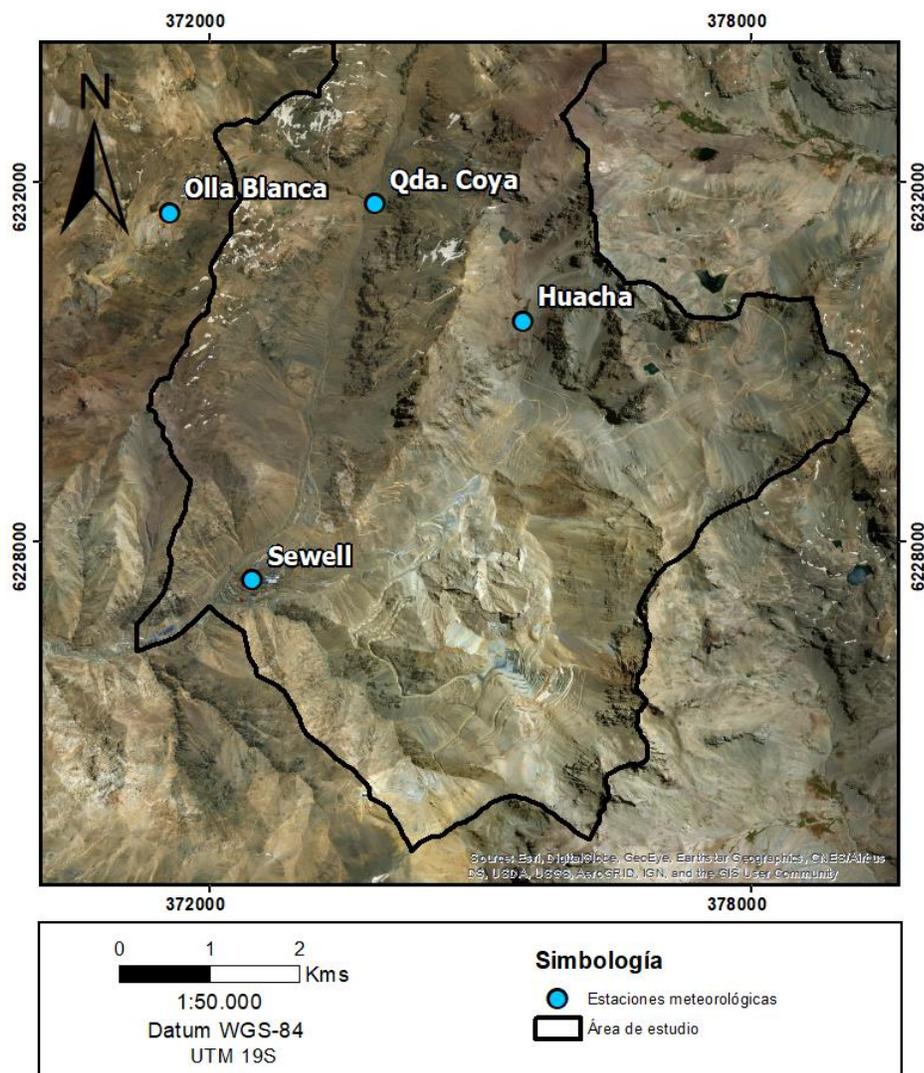


Figura 4.1.1: Ubicación de las estaciones meteorológicas Sewell, Olla Blanca, Quebrada Coya y La Huacha.

En el presente capítulo se consideraron los registros de 4 estaciones meteorológicas, Sewell (SE), Quebrada Coya (QC), Olla Blanca (OB) y La Huacha (LH). A continuación, podemos observar la ubicación de las estaciones dentro del área de estudio.

### 4.1.1 Promedios mensuales

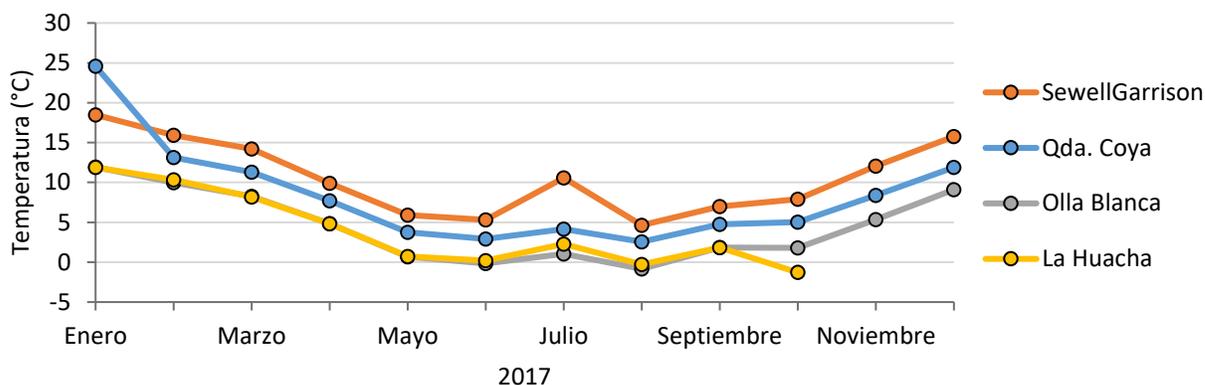


Figura 4.1.2: Promedios mensuales de la temperatura registrada en las estaciones meteorológicas SE, QC, OB y LH durante el año 2017.

El gráfico de la Figura 4.1.2 contiene los datos los promedios mensuales de temperatura en las distintas estaciones meteorológicas durante el 2017. En la leyenda las estaciones meteorológicas se encuentran ordenadas de forma creciente según la altura en la que estén ubicadas. Existe una relación inversa entre a temperatura y la altura geográfica, los mínimos se presentan en los meses de invierno con valores entre los -2 y 7 °C alcanzando su peak durante el mes de enero con valores entre los 12 y 25 °C dependiendo de la elevación.

De forma análoga, se graficaron los promedios mensuales de radiación global horizontal y velocidad del viento, que se presentan a continuación:

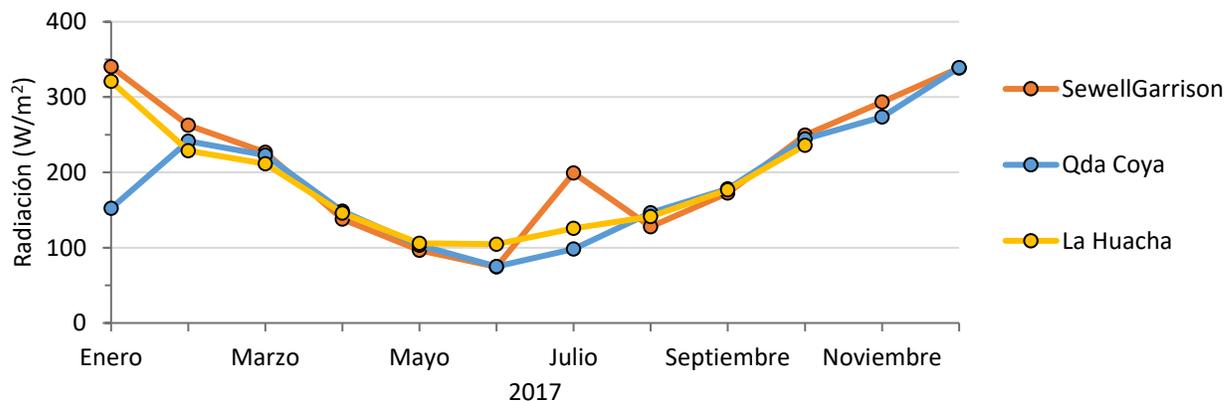


Figura 4.1.3: Promedios mensuales de radiación global horizontal registrada en las estaciones meteorológicas SE, QC y LH durante el año 2017.

Los valores de radiación promedio no presenta mayor variación entre estaciones meteorológicas, es relativamente constante independiente de la altura en la que se ubican éstas. Sin embargo, existe una variación estacional muy pronunciada, el mínimo se presenta en junio con  $74 W/m^2$  y el máximo en diciembre con  $339 W/m^2$ .

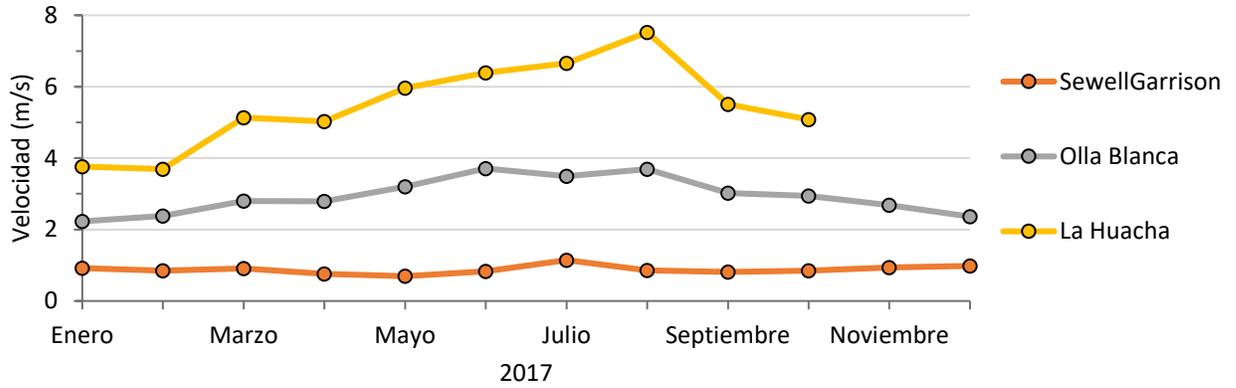


Figura 4.1.4: Promedios mensuales de la velocidad del viento registrada en las estaciones meteorológicas SE, OB y LH durante el año 2017.

Los valores de velocidad del viento poseen una variación tanto estacional como espacial, los máximos se registran en los meses de junio, julio y agosto, y los mínimos durante enero y febrero. Esta variación es importante en las zonas de mayor altura y se suaviza a medida que disminuye la elevación, con promedios mensuales casi constantes registrados en la estación Sewell. Los valores promedio fluctúan entre 0,7 y 7,5 *m/s*.

### 4.1.2 Intervalo de muestreo Campaña 1

A continuación, se presentan los gráficos de temperatura, radiación global horizontal y velocidad del viento durante el intervalo de muestreo de la campaña 1, los recuadros celestes indican los días que presentaron precipitaciones y las líneas segmentadas los días en los que se recolectaron las muestras de nieve, además bajo el intervalo de muestreo de cada estrato de nieve (M1, M2 y M3) se encuentra una tabla con los promedios de los respectivos parámetros.

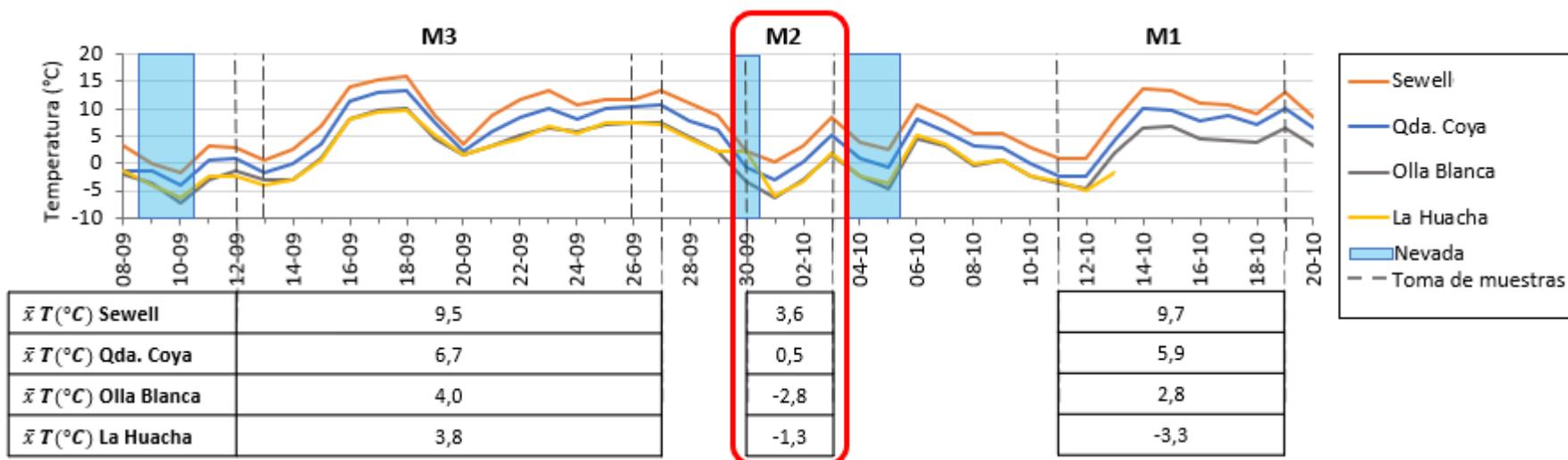


Figura 4.1.5: Gráfico con el promedio diario de temperatura durante el desarrollo de la Campaña 1 en las estaciones meteorológicas Sewell, Qda. Coya, Olla Blanca y La Huacha. Las tablas contienen los promedios de temperatura para los intervalos muestreados correspondientes a los 3 niveles superficiales de nieve.

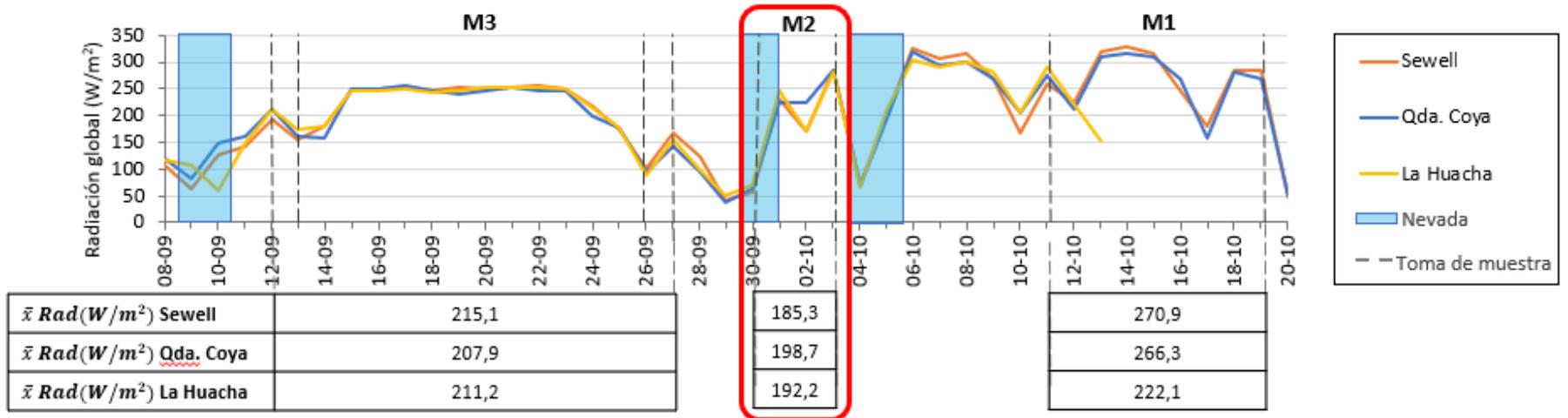


Figura 4.1.6: Gráfico con el promedio diario de radiación global horizontal durante el desarrollo de la Campaña 1 en las estaciones meteorológicas Sewell, Qda. Coya y La Huacha. Las tablas contienen los promedios de radiación para los intervalos muestreados correspondientes a los 3 niveles superficiales de nieve.

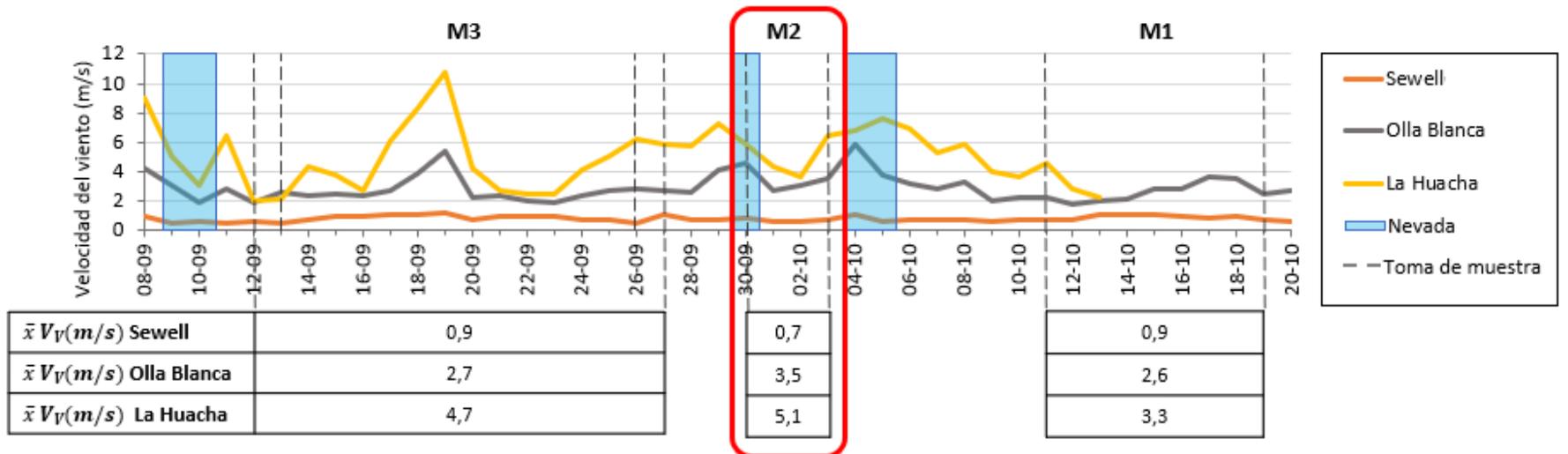


Figura 4.1.7: Gráfico con el promedio diario de velocidad del viento durante el desarrollo de la Campaña 1 en las estaciones meteorológicas Sewell, Olla Blanca y La Huacha. Las tablas contienen los promedios de velocidad del viento para los intervalos muestreados correspondientes a los 3 niveles superficiales de nieve.

## 4.2 Densidad de manto de nieve

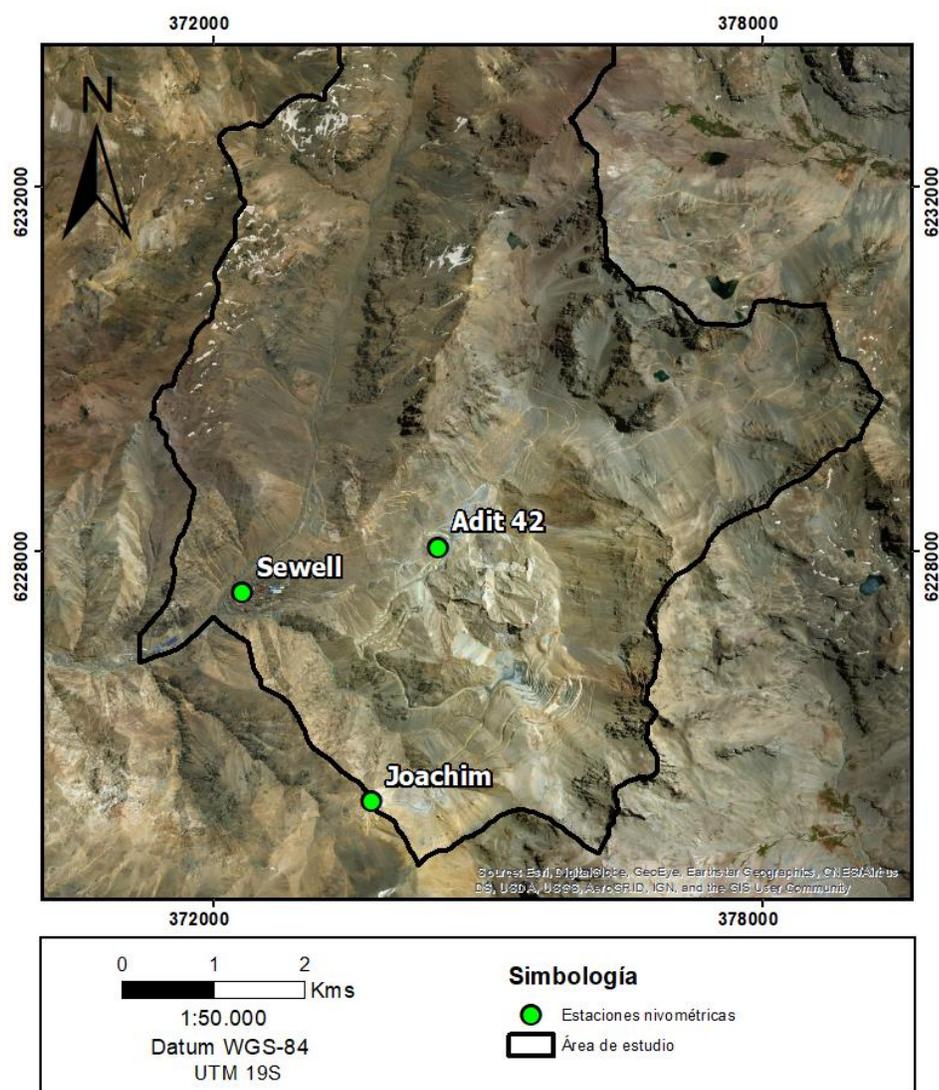


Figura 4.2.1: Ubicación de las estaciones nivométricas Sewell, Adit 42 y Joachim.

Dentro de la zona de estudio hay tres estaciones nivométricas (Figura 4.2.1) Sewell, Adit 42 y Joachim, ubicadas a 2130, 2370 y 3030 msnm, respectivamente. Se cuenta con los registros de estas estaciones a partir del año 2014.

Personal de la empresa contratista que se adjudique la campaña de invierno toma registro de diversos parámetros como densidad y altura de nieve asociados a cada evento de precipitación. Para ello se utilizan plataformas como las que se observan en la (Figura 4.2.2), en las que, por ejemplo, se mide densidad y altura de la nieve que se ha depositado en su superficie en un intervalo de tiempo determinado del orden de horas, luego de cada medición se limpia la superficie de la plataforma correspondiente.



Figura 4.2.2: Plataforma ubicada en la estación nivométrica Adit 42.

#### 4.2.1 Densidad de nieve fresca

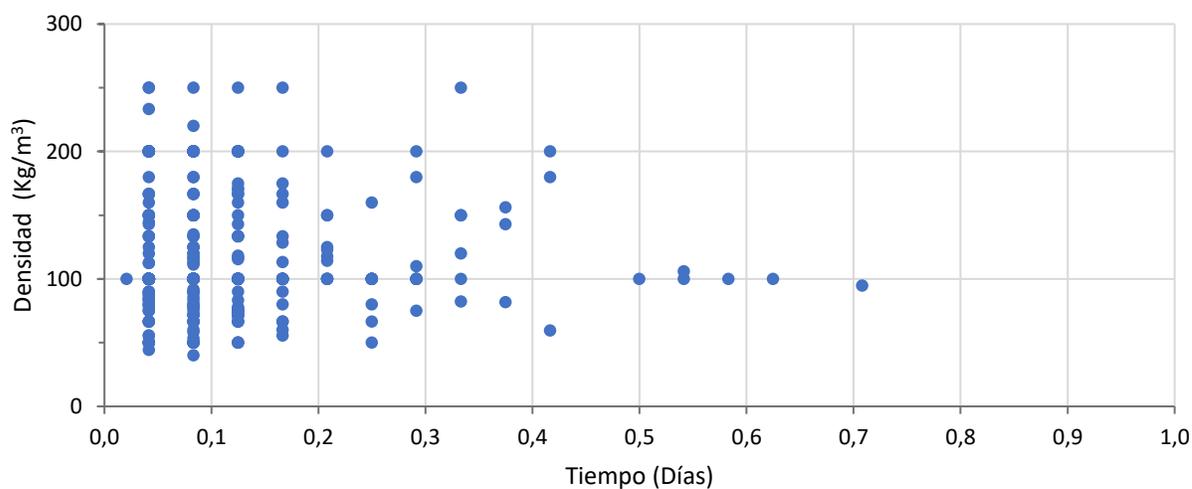


Figura 4.2.3: Densidad de la nieve acumulada durante un intervalo de tiempo determinado sobre las plataformas dispuestas en las estaciones nivométricas, 2014-2017. Fuente de los datos: Empresa contratista Mountain Safety.

En el gráfico de densidad de nieve fresca, en función del intervalo de tiempo durante el cual la nieve se acumuló sobre las plataformas de las estaciones nivométricas, se observa que los datos no presentan una tendencia clara, éstos pueden tener valores muy variados entre los 40 y 250  $Kg/m^3$ .

Para determinar si existe alguna variación estacional en la densidad de nieve fresca, se graficaron los promedios mensuales de densidad de nieve caída a lo largo de los meses que presentaron precipitaciones entre los años 2014 y 2017.

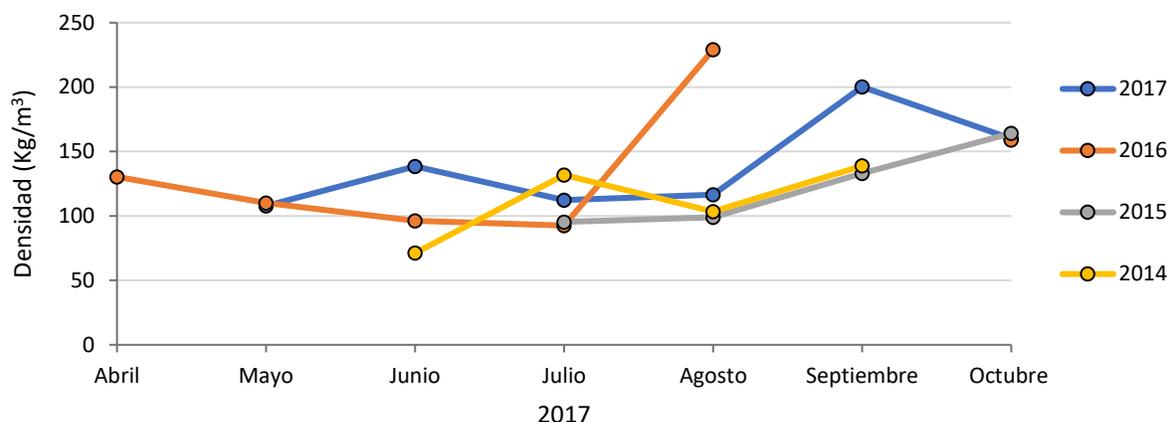


Figura 4.2.4: Promedios mensuales de densidad de nieve fresca medida durante los eventos de precipitación en la estación nivométrica Joachim, 2014-2017. Fuente de los datos: Empresa contratista Mountain Safety.

Debido a que se cuenta con un registro más completo de los años 2016 y 2017, las densidades fueron ponderadas por la altura de nieve precipitada al realizar los promedios de densidad mensual. La falta de datos durante los años 2014 y 2015 no permitió realizar el mismo ejercicio, por lo que sin considerar la altura de la nieve caída se calcularon promedios de densidad de nieve fresca diarios para posteriormente realizar sus ponderaciones mensuales.

En el gráfico de la Figura 4.2.3 se observa que durante los meses de invierno los promedios de densidad poseen valores menores a lo presentados durante la temporada final de precipitaciones. Los 2 promedios menores se presentaron en los años 2014 y 2016 durante los meses de junio y julio, con un valor de 71 y 93  $Kg/m^3$ , respectivamente. Mientras que las densidades máximas se registraron durante los años 2016 y 2017 durante los meses de agosto y septiembre con valores de 229 y 200  $Kg/m^3$ . La mayor concentración de datos se encuentra en el intervalo de 100 a 140  $Kg/m^3$ .

Tabla 4-1: Promedios mensuales y anuales de densidad de nieve fresca y altura de nieve precipitada durante los años 2016 y 2017, en la estación nivométrica Sewell.

Sewell	2016		2017	
	Densidad (Kg/m3)	Altura (cm)	Densidad (Kg/m3)	Altura (cm)
Abril	260	17	s/d	s/d
Mayo	100	3	115	50
Junio	s/d	69	100	38
Julio	138	110	107	70
Agosto	s/d	s/d	97	102
Septiembre	s/d	s/d	170	15
Octubre	145	19	160	41
Total	152	218	114	316

Tabla 4-2: Promedios mensuales y anuales de densidad de nieve fresca y altura de nieve precipitada durante los años 2016 y 2017, en la estación nivométrica Adit 42.

Adit 42	2016		2017	
	Densidad (Kg/m <sup>3</sup> )	Altura (cm)	Densidad (Kg/m <sup>3</sup> )	Altura (cm)
Abril	180	34	s/d	s/d
Mayo	130	12	120	51
Junio	s/d	82	187	84
Julio	99	131	120	78
Agosto	s/d	s/d	117	124
Septiembre	s/d	s/d	108	32
Octubre	146	27	160	43
Total	121	286	136	412

Tabla 4-3: Promedios mensuales y anuales de densidad de nieve fresca y altura de nieve precipitada durante los años 2016 y 2017, en la estación nivométrica Joachim.

Joachim	2016		2017	
	Densidad (Kg/m <sup>3</sup> )	Altura (cm)	Densidad (Kg/m <sup>3</sup> )	Altura (cm)
Abril	130	147	s/d	s/d
Mayo	110	109	108	154
Junio	96	118	138	119
Julio	93	147	112	140
Agosto	229	11	117	163
Septiembre	s/d	s/d	200	50
Octubre	159	40	160	52
Total	114	572	127	678

Para los valores de densidad promedio presentados en las Tablas 4-1, 4-2 y 4-3 se debe considerar que para cada evento de precipitación se calculó un promedio de la densidad de nieve ponderado por la altura de nieve precipitada, con estos datos se calcularon los promedios de densidad mensuales y al ponderarlos por la altura de nieve precipitada durante cada mes se calculó la densidad promedio anual.

Por otra parte, se graficaron los promedios de densidades mensuales de nieve fresca registradas en las distintas estaciones meteorológicas durante el año 2017, con el propósito de analizar su variación espacial dentro de la cuenca (Figura 4.2.5).

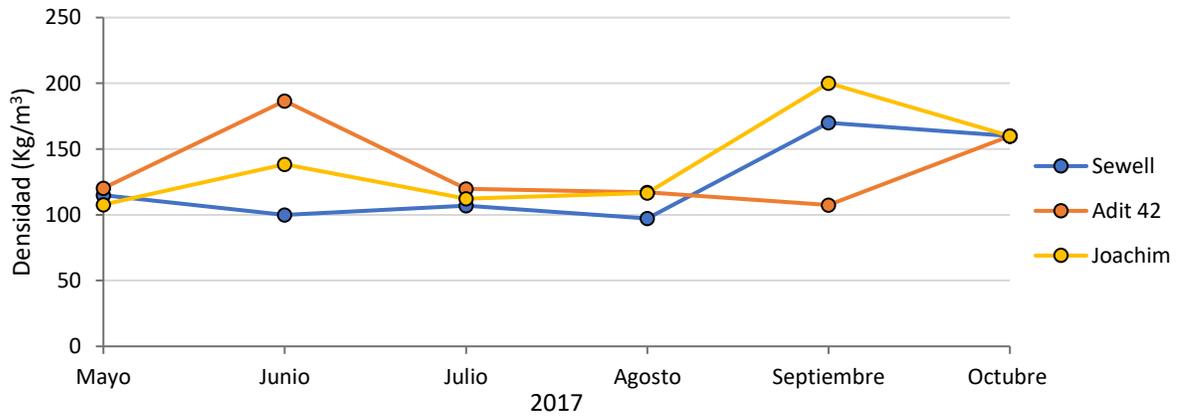


Figura 4.2.5: Promedios mensuales de densidad de nieve fresca medidos durante los eventos de precipitación en las estaciones nivométricas Sewell, Adit 42 y Joachim, durante el año 2017. Fuente de los datos: Empresa contratista Mountain Safety.

El valor máximo de densidad se presenta en la estación Joachim durante el mes de septiembre, mientras que el mínimo se registró en la estación Sewell durante el mes de agosto. Las curvas de las estaciones Sewell y Joachim poseen un comportamiento muy similar, sin embargo, durante casi toda la temporada las densidades en Joachim fueron mayores que en Sewell.

En el siguiente gráfico se presentan las temperaturas promedio mensuales de los días con eventos de precipitación, para determinar la relación entre densidad de nieve precipitada con la temperatura del aire.

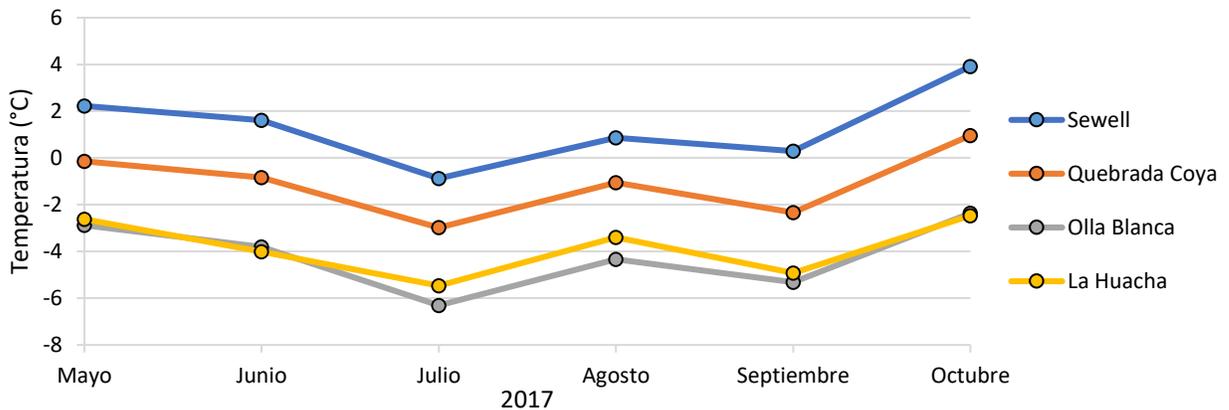


Figura 4.2.6: Promedios mensuales de la temperatura durante los días con precipitaciones registrados en las estaciones meteorológicas SE, QC, OB y LH entre los meses de mayo y octubre del año 2017.

El mes de julio pose la temperatura mínima y octubre la máxima, Los valores promedio de los días con precipitaciones fluctúan entre los -6 y 4 °C aprox.

## 4.2.2 Variación temporal y espacial de la densidad de la cobertura nival

### 4.2.2.1 Perfil de densidad (Quebrada Coya, 12 de septiembre)

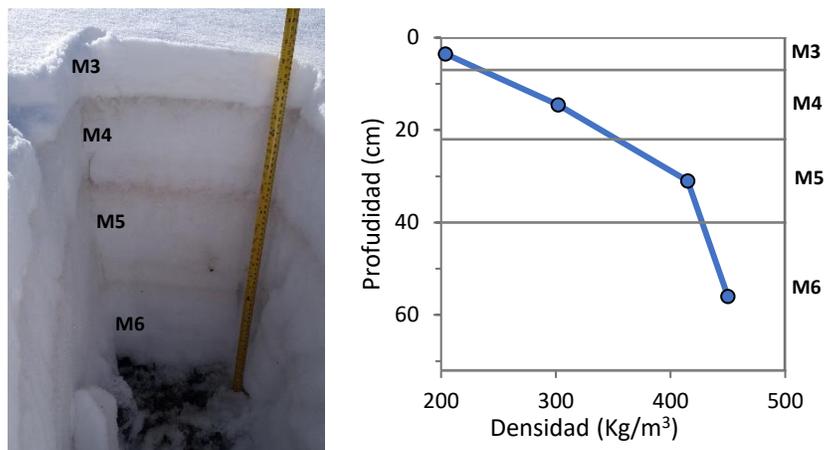


Figura 4.2.7: (a) Calicata y (b) Perfil de densidad del manto de nieve en el punto de control Quebrada Coya, 12 de septiembre del 2017.

Durante la primera jornada de trabajo de la campaña 1, se realizó una calicata en el punto de control Quebrada Coya donde se pudo distinguir a lo menos 4 estratos con características distintas (Figura 4.2.7 (a)), se tomó registro de la densidad y potencia de cada uno de ellos. En la Figura 4.2.7 (b) se observa el perfil de densidad realizado en el punto de control Quebrada Coya que presenta una tendencia clara al aumento de la densidad en función de la profundidad del nivel de nieve. M3 corresponde al estrato superficial durante la fecha de muestreo y M6 corresponde al estrato basal.

El estrato superficial M3 presenta la densidad mínima del perfil con un valor cercano a los  $200 \text{ Kg/m}^3$ , a medida que aumenta la profundidad del estrato, mayor es su densidad alcanzando un valor máximo de unos  $450 \text{ Kg/m}^3$  en el nivel basal M6.

#### 4.2.2.2 Campaña 1

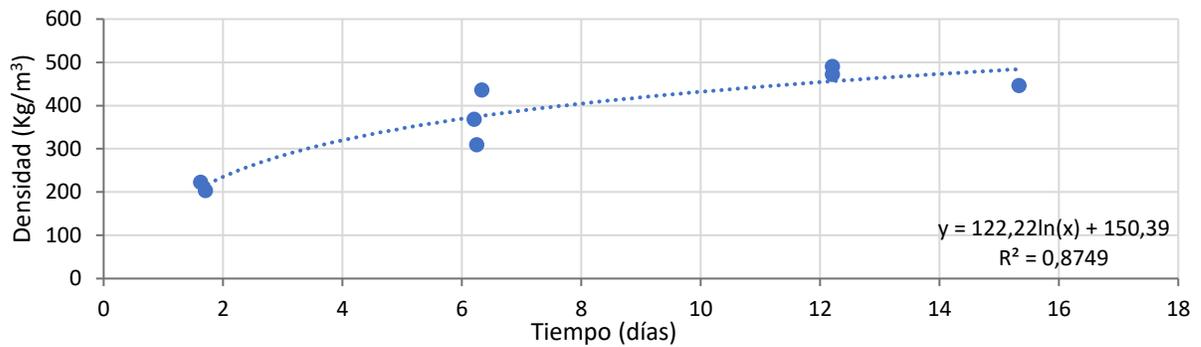


Figura 4.2.8: Variación temporal en la densidad de estratos de nieve desde que éstos son depositados. Los datos se obtuvieron a partir de mediciones realizadas en los estratos M3 y M1 en los puntos de control CE, QC y JO.

Con la finalidad de estimar un gradiente de densidad en función del tiempo, se realizaron mediciones de densidad de un mismo nivel de nieve en distintas fechas. El gráfico de la Figura 4.2.8 muestra los resultados obtenidos durante la campaña 1, en la que se realizaron 8 mediciones en total en los estratos M1 y M3. Se consideró como tiempo inicial para las mediciones de cada estrato la fecha en la cual éste fue depositado conformando parte de la cobertura de nieve.

La densidad de los estratos de nieve aumenta a medida que éstos se vuelven más antiguos, durante los primeros días el incremento es mayor y a medida que pasa el tiempo disminuye.

Al gráfico anterior se le agregaron los datos de densidad de nieve fresca correspondientes a los estratos medidos (M1 y M3), a fin de integrar el registro completo de datos y determinar el comportamiento de la variación de densidad de la nieve en el tiempo.

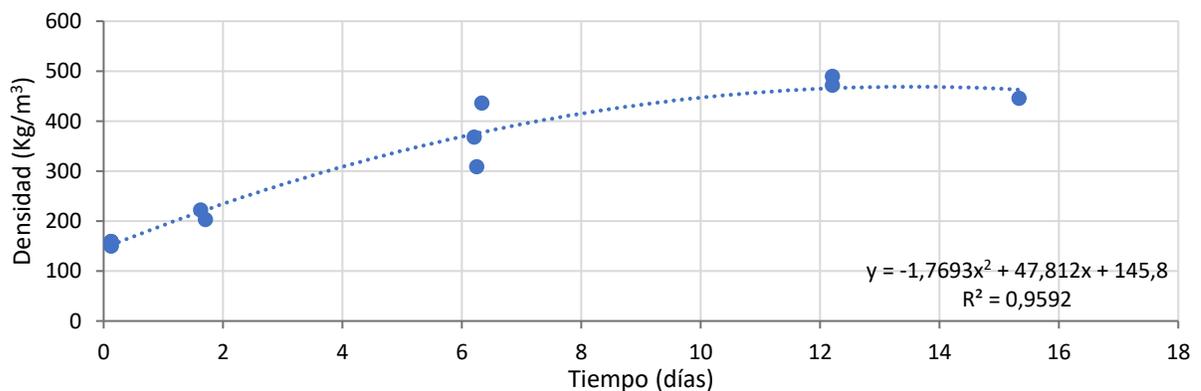


Figura 4.2.9: Variación temporal en la densidad de estratos de nieve desde que éstos son depositados. Además de los datos obtenidos en la campaña 1, el gráfico incluye los valores de densidad inicial de los niveles medidos durante ésta, correspondientes a la ponderación de las densidades de nieve fresca medidas durante un mismo evento de precipitación en las estaciones nivométricas. Fuente de los datos: Empresa contratista Mountain Safety y campaña 1.

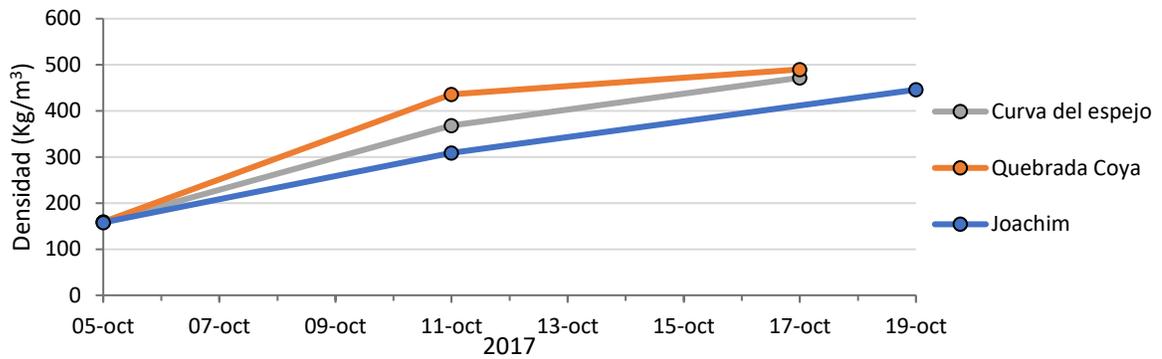


Figura 4.2.10: Variación temporal de la densidad del estrato de nieve M1 en 3 de los 6 puntos de control: Curva del Espejo, Quebrada Coya y Joachim. Datos de terreno campaña 1.

El gráfico de la Figura 4.2.10 corresponde a las mediciones de densidad realizadas en el nivel de nieve M1 en distintos puntos de control. Se considera como densidad inicial la medida en la estación nivométrica Sewell para los puntos Curva del Espejo y Quebrada Coya, mientras que para Joachim se consideran los datos obtenidos de la estación nivométrica homónima.

En Joachim se presenta el gradiente de densidad de menor grado, mientras que el incremento de densidad es máximo en el punto Quebrada Coya entre las fechas 05 y 11 de octubre: sin embargo, este incremento disminuye en el tiempo alcanzando una densidad muy similar a la observada en el punto Curva del Espejo para la misma fecha (17 de octubre).

### 4.3 Mapa de clasificación

El presente capítulo contiene los mapas de cada uno de los pasos indicados en la metodología para la confección de un mapa de clasificación para sublimación, que se aplicará a su vez para evaporación.

En primera instancia se genera un mapa de orientación, en el que se clasifica la superficie del terreno según la dirección de máxima pendiente que esta posea, como se observa en la Figura 4.3.1, esto se requiere para determinar cuáles son las orientaciones que presentan mayor exposición a la radiación solar y cuáles de éstas presentan sombreado topográfico. Al utilizar como referencia las sombras producidas por DEM Arcgis y la sobreposición de imágenes satelitales durante distintas fechas se logra determinar las orientaciones con sombreado topográfico y las orientaciones con exposición directa al sol, además de notar que los polígonos de sombreado coinciden con las zonas de la cobertura nival que perduran frente a la disminución del área de la misma en el tiempo. La variable de forzamiento solar es el primer criterio utilizado ya que basándose en (Gustafson, Brooks, Molotch, & Veatch, 2010) que registra valores de sublimación distintos para zonas con densa vegetación, zonas abiertas no sombreadas y zonas abiertas con sombreado topográfico. El resultado de lo anterior se observa en el mapa de la Figura 4.3.2.

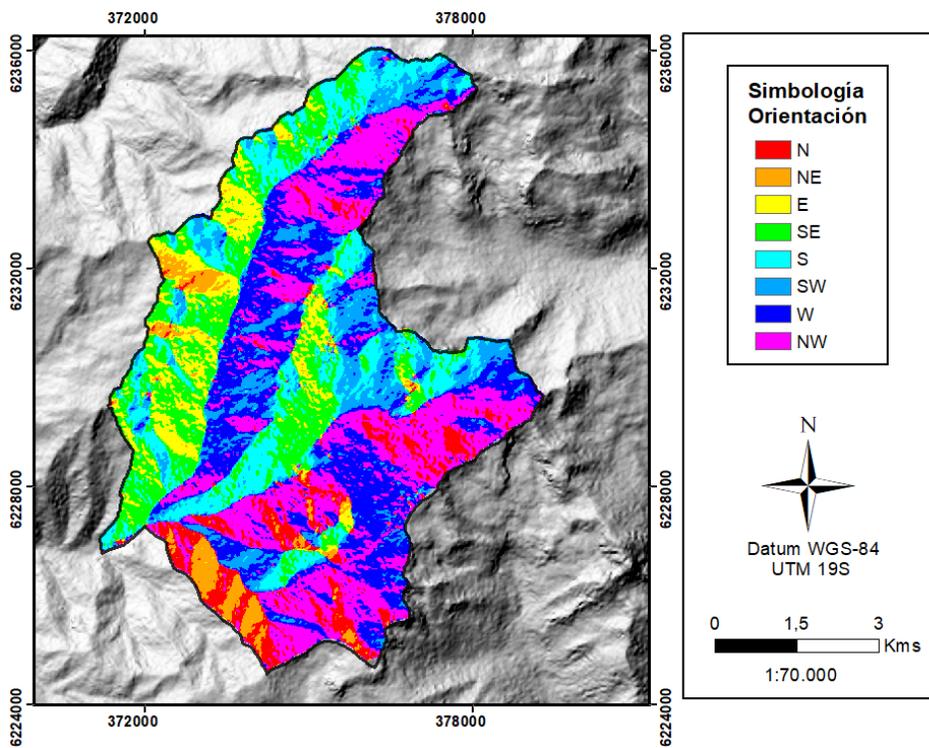


Figura 4.3.1: Mapa según orientación de la máxima pendiente del terreno, utilizando 8 tipos de orientaciones cuyos valores se encuentran en la simbología.

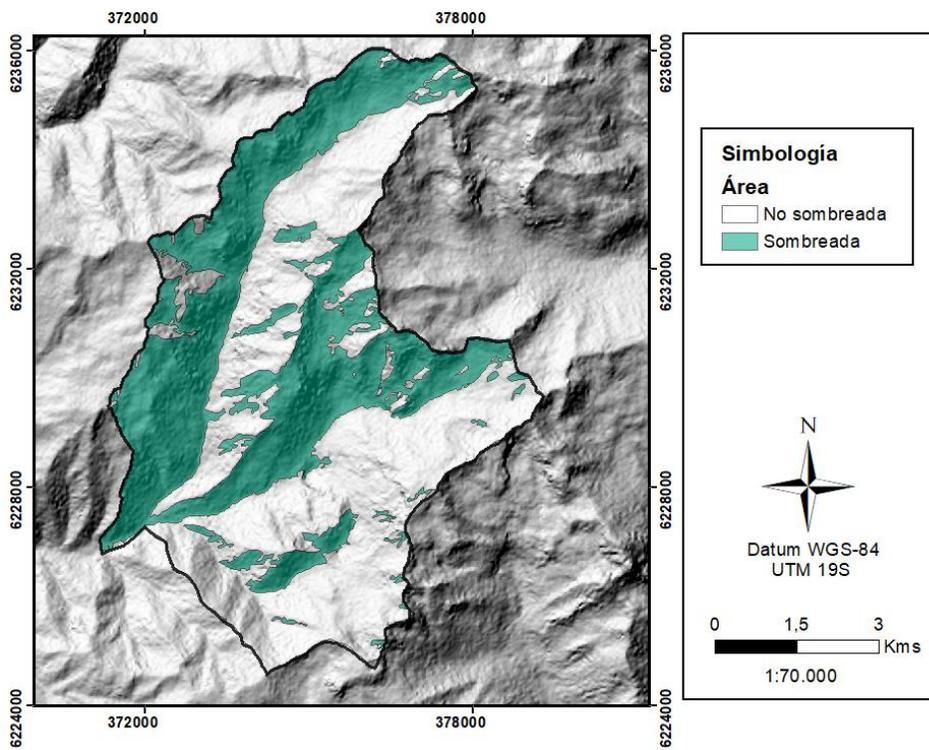


Figura 4.3.2: Mapa que categoriza la zona de estudio entre sectores que presentan sombreado topográfico y sectores no sombreados.

Mediante el procesamiento de los datos de las distintas estaciones meteorológicas se logra determinar que la variable de altura geográfica se relaciona directamente la velocidad del viento, en la estación meteorológica La Huaca que se ubica a 3000 msnm se registran velocidades mayores al límite en el cual comienza la saltación de nieve (5-10 m/s), presentando una velocidad promedio del viento máxima de 7,5 m/s durante del mes de agosto del 2017, considerando que este factor puede aumentar en gran medida el porcentaje de nieve sublimada es que define la cota de los 2800 msnm como el límite para separar las zonas de menor altura con valores menores de sublimación de los sectores a mayor altura que deberían presentar valores de sublimación mayores.

El mapa según la clasificación de altura se muestra a continuación:

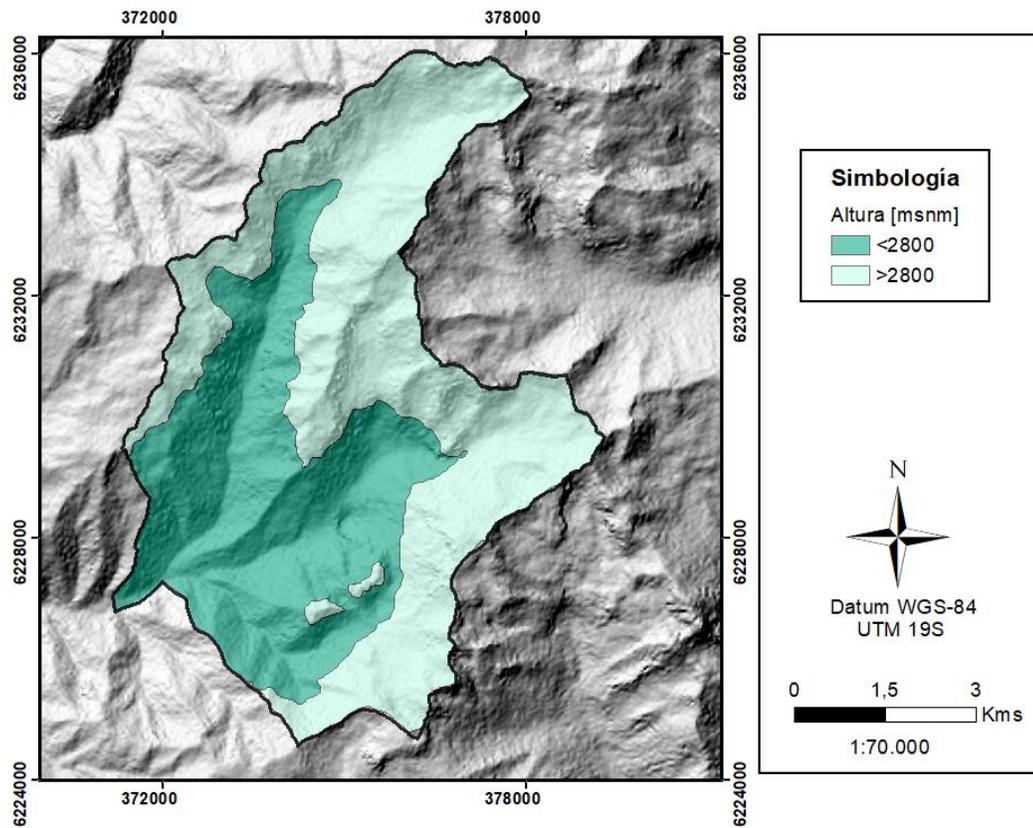


Figura 4.3.3: Mapa según altura, el área de estudio se divide en dos por la cota de los 2800 msnm.

Se analizó una tercera variable, la pendiente de la superficie del terreno utilizando el DEM del área de estudio y aplicando la herramienta “slope” en Arcgis para determinar su valor en cada pixel y se sobrepuso el “raster” generado con distintas imágenes satelitales en las que se observó la distribución de la cobertura nival durante distintos periodos, pudiendo así determinar que sobre aproximadamente los 43° de pendiente el terreno no debería acumular nieve.

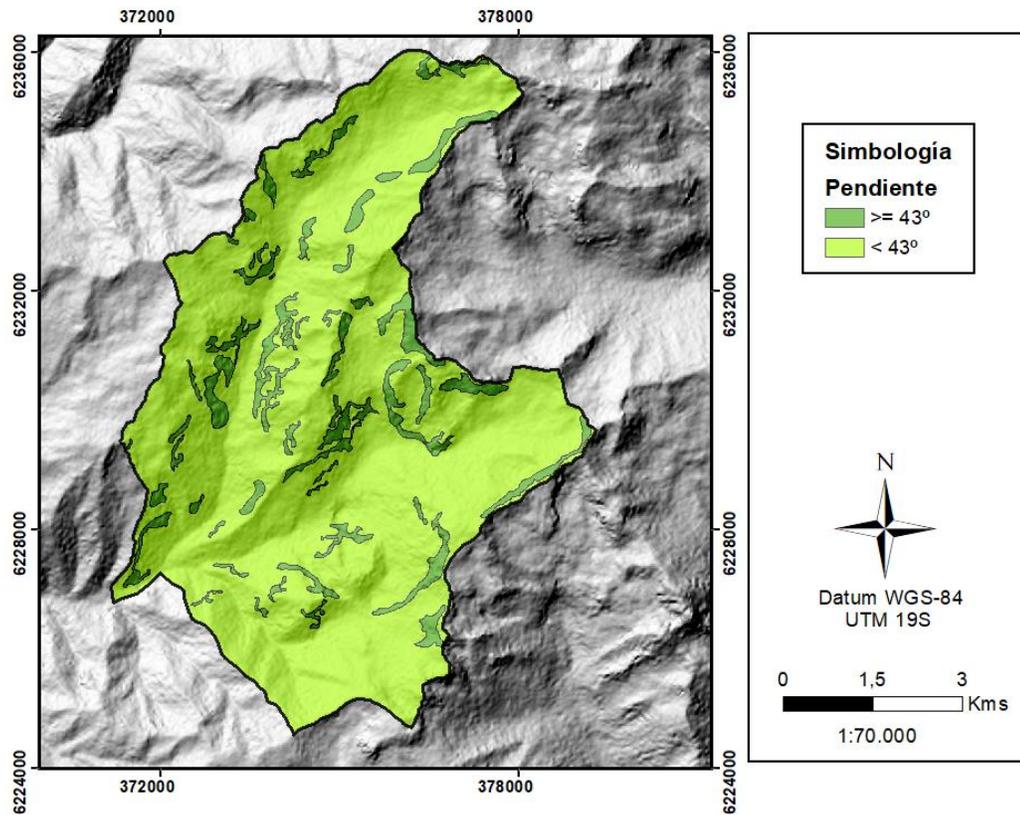


Figura 4.3.4: Mapa según pendientes, el área de estudio se divide en dos categorías; acumula nieve o no acumula nieve en función de la pendiente que presenta la superficie del terreno.

Finalmente, se intersectan los mapas de sombreado (Figura 4.3.2) y altura (Figura 4.3.3) generando el mapa de clasificación del terreno según el potencial de sublimación que posea, presentándose a continuación:

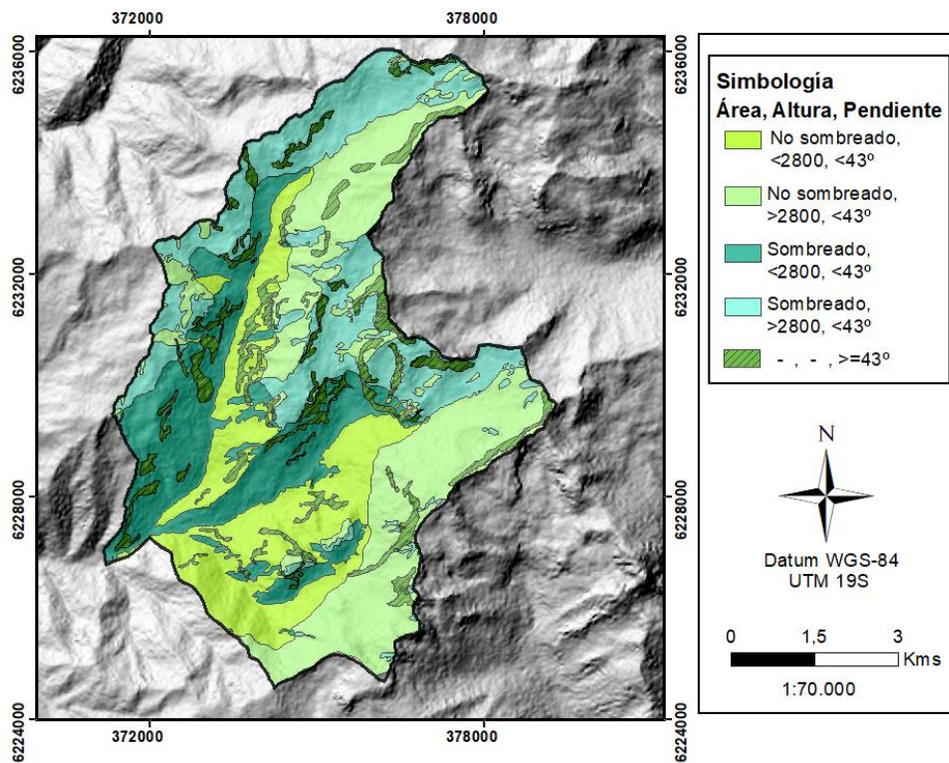


Figura 4.3.5: Mapa final de clasificación de la zona de estudio según su potencial de sublimación.

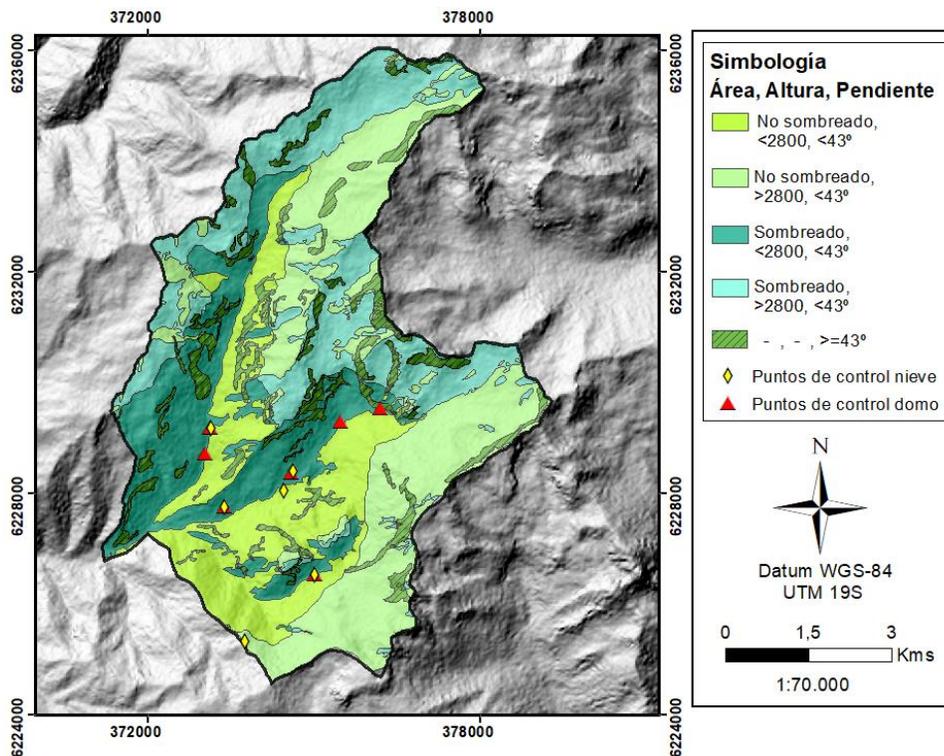


Figura 4.3.6: Mapa final de clasificación de la zona de estudio según su potencial de sublimación, además de la ubicación de los distintos puntos de control tanto de la Campaña 1 como de la Campaña 2.

## 4.4 Signaturas isotópicas del manto nival y sublimación

Durante la Campaña de terreno 1 se tomaron 4 tipos distintos de muestras de la cobertura nival presente en la zona de estudio que se detallan a continuación:

**Set S:** Nieve extraída de la superficie del manto nival (2cm de profundidad). Se recolectaron muestras de tipo S en los distintos puntos de control a lo largo del intervalo completo de muestreo. Es importante destacar que durante la realización de la campaña de terreno ocurrieron 2 nevadas (30 de septiembre y 4 de octubre), por lo que en el transcurso de ésta se tomaron muestras de los niveles M3, M2 y M1. Durante el intervalo de muestreo entre el 12 y 27 de septiembre el nivel superficial de nieve se denominó M3, posterior al evento del 30 de septiembre el estrato superficial del manto de nieve corresponde a un nuevo nivel denominado M2, por lo que las muestras recolectadas entre el 30 de septiembre y 03 de octubre pertenecen a este estrato y finalmente, luego del evento del 04 de octubre un nuevo nivel denominado M1 forma parte de la superficie de la cobertura nival del cual se extrajeron las muestras de los días entre el 11 y 19 de octubre.

**Set M:** Durante el primer día de terreno (12 de septiembre) se realizó una calicata en el punto de control Quebrada Coya, en la cual se pudieron distinguir distintos estratos dentro del manto nival. Con el objetivo de determinar la variabilidad isotópica que estos presentan se recolectaron muestras de cada nivales para ser analizadas.

Por motivos de seguridad no fue posible obtener muestras de nieve caída durante la ocurrencia de las nevadas, por lo que se ideó una metodología alternativa para determinar las signaturas isotópicas de la nieve fresca correspondientes al set de muestras MNF.

**Set MNF:** Posterior a los eventos de precipitación muestras de nieve son extraídas a partir de los 10 cm de profundidad respecto a la superficie, con el propósito de obtener muestras que no estén afectadas por la interacción con la atmósfera.

Es por este motivo, que tras una precipitación no solo se extrajeron muestras de tipo S, sino que también se recolectaron muestras de tipo MNF.

**Set NF:** Nieve fresca capturada por personal de la empresa contratista Mountain Safety durante la nevada del 30 de septiembre en los puntos de control Adit 42 y Joachim, en los que se ubican las estaciones nivométricas homónimas.

#### 4.4.1 Relación $\delta D/\delta^{18}O$

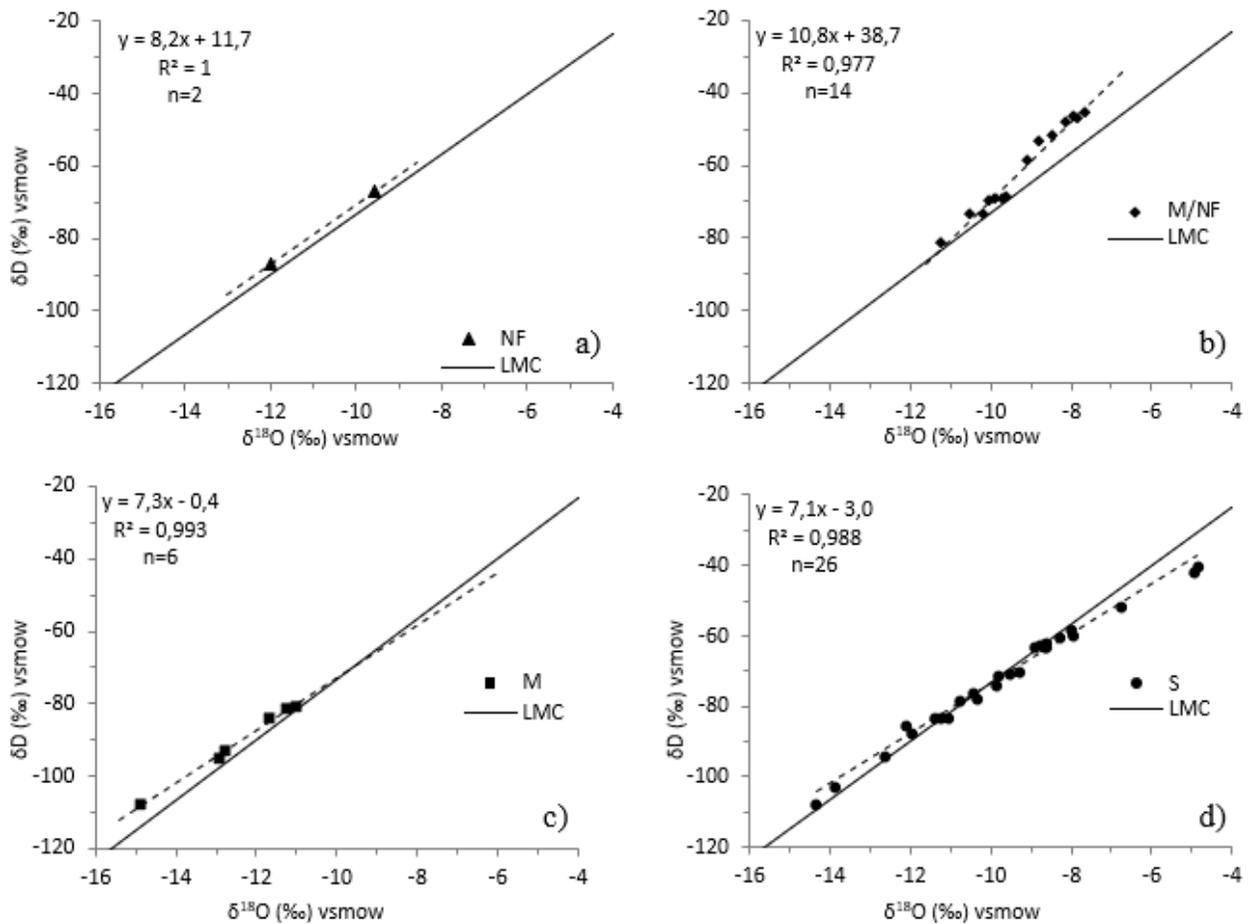


Figura 4.4.1: Composición isotópica de las muestras de nieve obtenidas durante la campaña 1. Los datos se agruparon según el tipo de muestra: (a)NF, (b)MNF, (c)M y (d)S. LMC corresponde a la línea de aguas meteóricas chilena ( $\delta D=8,3\delta^{18}O+9,8$ ; Spangenberg et al., 2007).

En la Figura 4.4.1 se observa la relación  $\delta D-\delta^{18}O$  para los distintos tipos de muestras de nieve extraídas durante la Campaña 1. Las muestras MNF son las que presentan mayor pendiente, con un valor de 10,8 que es significativamente mayor a la LMC (Línea de aguas meteóricas chilena), éste valor disminuye para las muestras de nieve fresca NF, que aunque sólo contiene 2 muestras posee muy cercano a la LMC, mientras que las muestras M y S poseen una pendiente levemente menor respecto a la LMC, con valores de 7,3 y 7,2, respectivamente.

#### 4.4.2 Perfiles

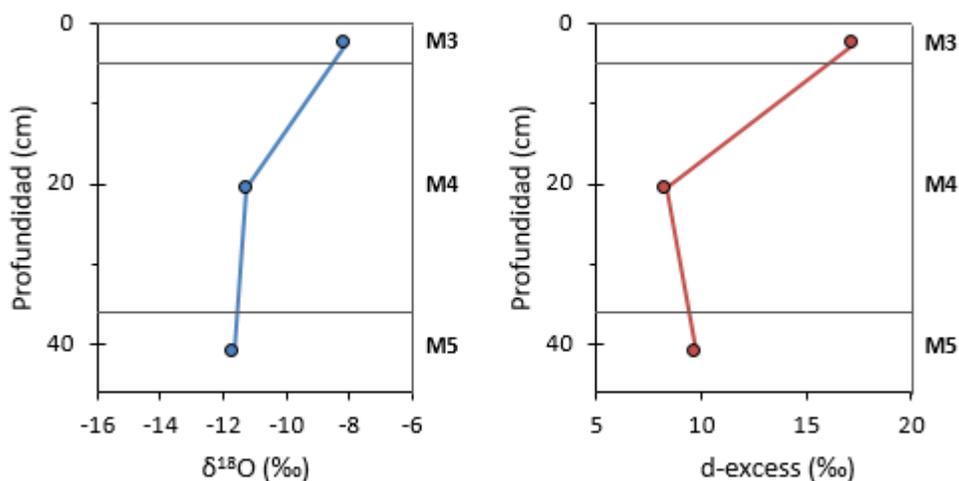


Figura 4.4.2: Contenido de  $\delta^{18}\text{O}$  y d-excess del manto de nieve en función de su profundidad, en un perfil de nieve realizado y muestreado en el punto de control Curva del Espejo el 12 de septiembre del 2017.

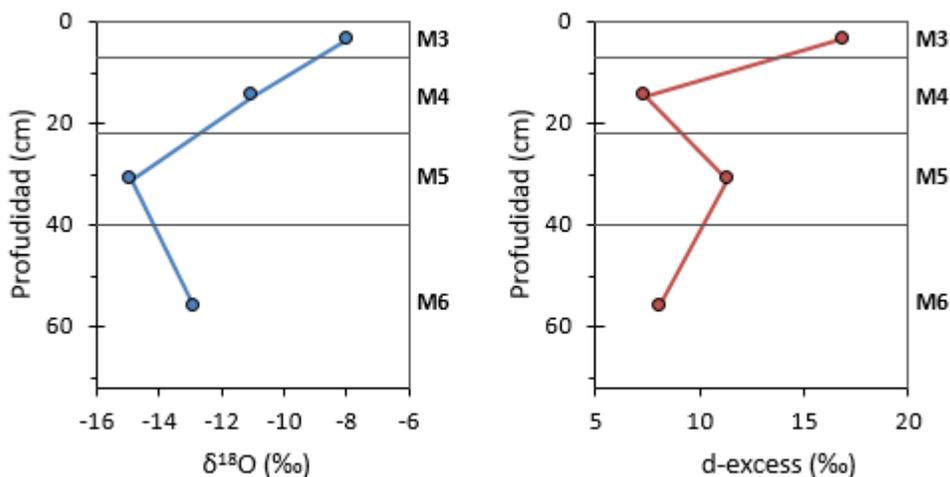


Figura 4.4.3: Contenido de  $\delta^{18}\text{O}$  y d-excess del manto de nieve en función de su profundidad, en un perfil de nieve realizado y muestreado en el punto de control Quebrada Coya el 12 de septiembre del 2017.

Las Figuras 4.4.2 y 4.4.3 presentan los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y d-excess en función de la profundidad de los estratos muestreados a lo largo de los perfiles realizados en los puntos de control Curva del Espejo (*CE*) y Quebrada Coya (*QC*), el perfil del punto *CE* presenta 3 estratos de nieve M3, M4 y M5 desde la superficie hasta su base, mientras que en el punto *QC* se observa un estrato adicional que corresponde a M6. En ambos puntos existe un comportamiento similar tanto en las curvas de  $\delta^{18}\text{O}$  y d-excess para los 3 niveles superficiales de nieve M3-M5, sin embargo, en el

punto *QC* las variaciones tanto de  $\delta^{18}\text{O}$  como del d-excess son mayores respecto a las observadas en el punto *CE*.

#### 4.4.3 Estrato de nieve M3

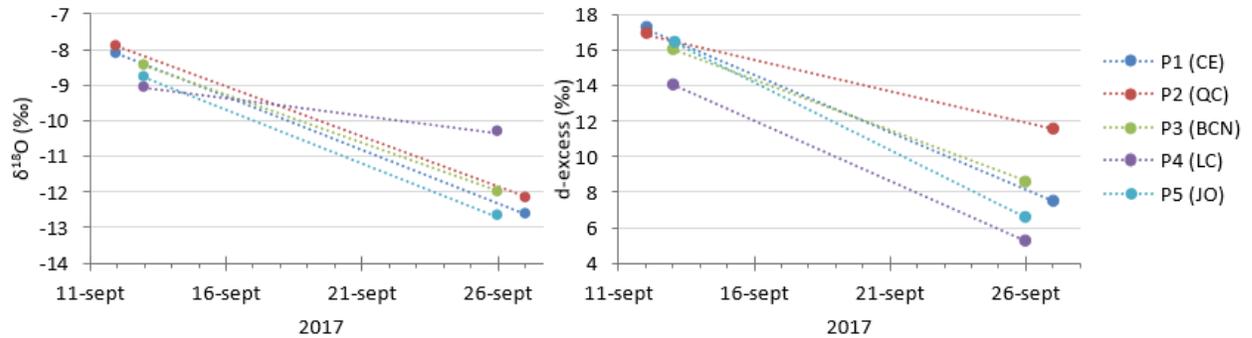


Figura 4.4.4: (a) Variación temporal de  $\delta^{18}\text{O}$  del estrato de nieve M3. (b) Variación temporal del contenido de d-excess del estrato de nieve M3. Las muestras colectadas el 12 y 13 de septiembre son de tipo MNF, mientras que las del 26 y 27 de septiembre son tipo S. Datos de terreno, campaña 1.

Las muestras de nieve medidas a finales de mes de septiembre presentan una disminución tanto en el contenido de  $\delta^{18}\text{O}$  como el contenido de d-excess al comparar muestras de tipo MNF con muestras de tipo S recolectadas posteriormente (Figura 4.4.4).

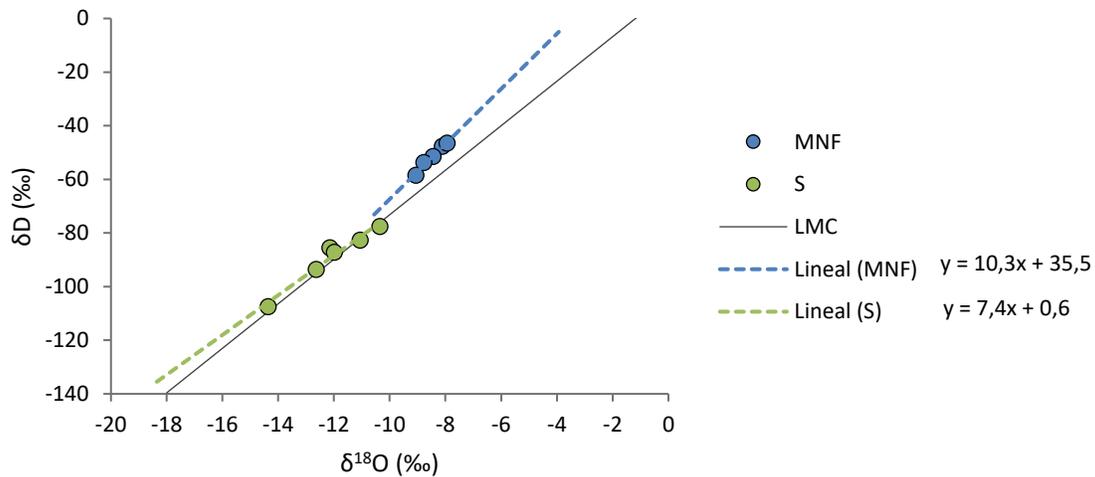


Figura 4.4.5: Diagrama  $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$  de las muestras de nieve MNF y S pertenecientes al estrato M3.

La Figura 4.4.5 presenta la relación de  $\delta\text{D}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  para los 2 set de muestras obtenidas a partir del estrato M3, se observa que las muestras de tipo MNF poseen una pendiente considerablemente mayor a la de la LMC, mientras que las muestras S poseen un valor levemente menor.

#### 4.4.4 Estrato de nieve M2

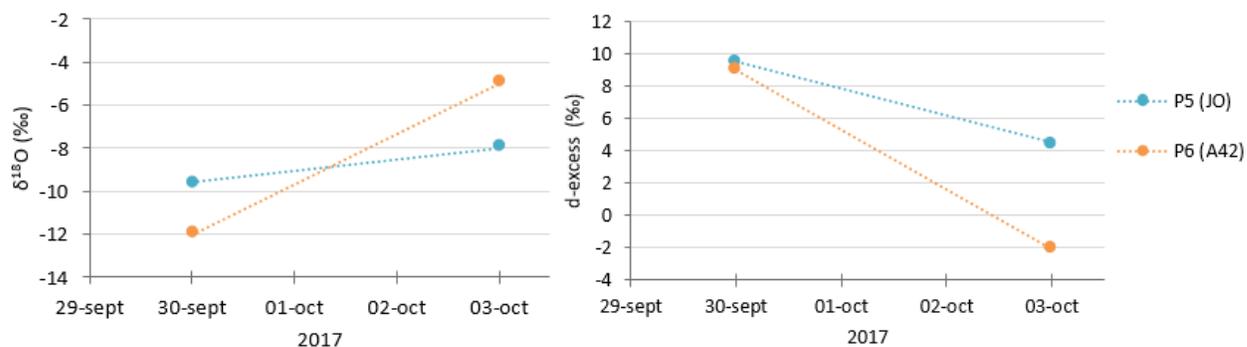


Figura 4.4.6: (a) Variación temporal de  $\delta^{18}O$  del estrato de nieve M2. (b) Variación temporal del contenido de d-excess del estrato de nieve M2. Las muestras colectadas el 30 de septiembre corresponden a nieve fresca NF mientras que las del día 30 de septiembre son de tipo S. Datos de terreno, campaña 1.

Para el intervalo de muestreo entre el 30 de septiembre y 03 de octubre se registra un enriquecimiento en isótopos estables en la superficie del manto de nieve, además se cuenta con los valores iniciales de las firmas correspondientes al estrato de nieve medido, ya que durante evento de precipitación del 30 de septiembre se pudieron recolectar muestras tanto en el punto de control Joachim como en el punto Adit 42. De manera proporcional al incremento de las firmas de  $\delta^{18}O$ , se presenta una disminución del contenido de d-excess de las muestras.

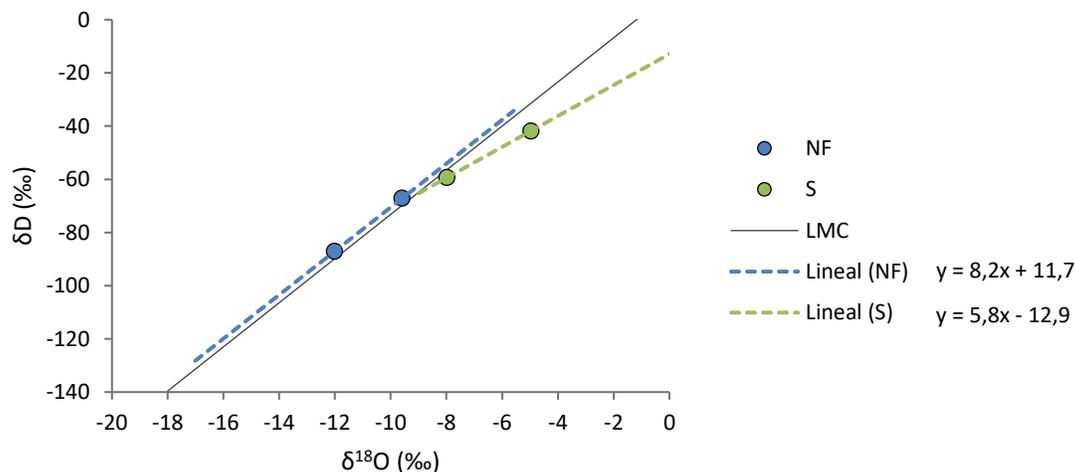


Figura 4.4.7: Diagrama  $\delta D - \delta^{18}O$  de las muestras de nieve MNF y S pertenecientes al estrato M2.

Las muestras de nieve fresca tal y como se observa en la Figura 4.4.7, poseen una pendiente muy cercana a la de la LMC, mientras que las muestras del tipo S poseen una pendiente bastante menor con un valor de 5,8.

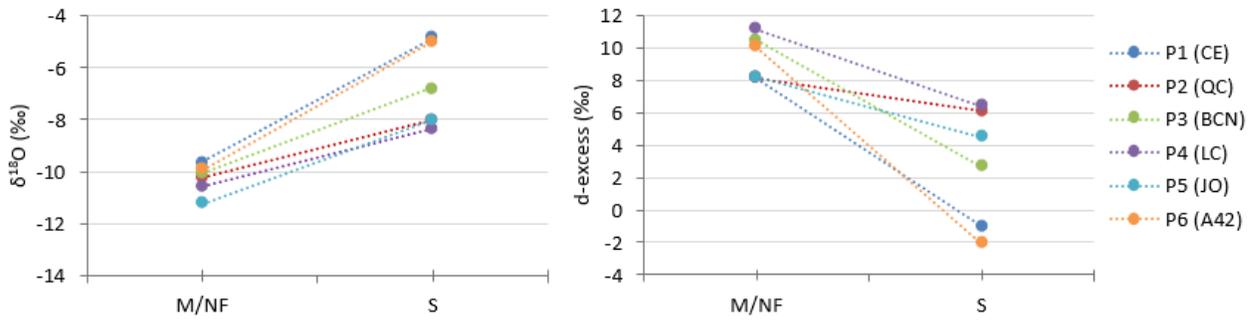


Figura 4.4.8: Variación en el contenido de  $\delta^{18}\text{O}$  y d-excess dentro del estrato de nieve (M2). Las muestras MNF y S comparadas se colectaron durante la jornada del 03 de septiembre en los distintos puntos de control. Datos de terreno, campaña 1.

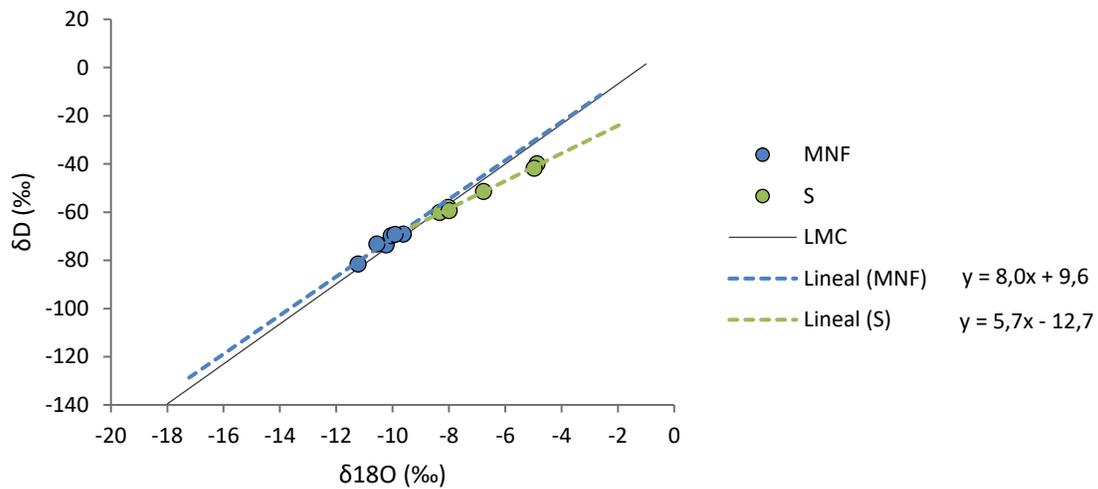


Figura 4.4.9: Diagrama  $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$  de las muestras de nieve MNF y S pertenecientes al estrato M2.

Las muestras MNF tal y como se observa en la Figura 4.4.9, poseen una pendiente muy cercana a la de la LMC, mientras que las muestras del tipo S poseen una pendiente bastante menor con un valor de 5,7.

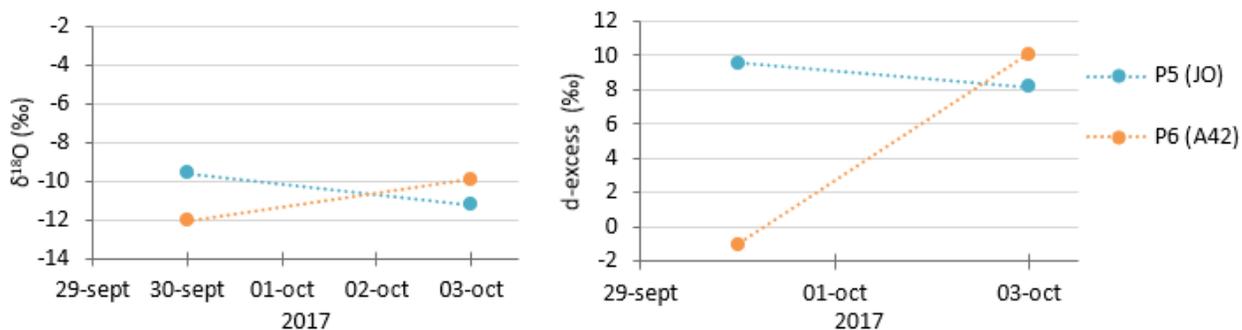


Figura 4.4.10: Variación en el contenido de  $\delta^{18}\text{O}$  y d-excess de las muestras de nieve fresca y sus respectivas muestras MNF, para los puntos de control Adit 42 y Joachim. Las muestras NF son del 30 de septiembre y las MNF del 03 de octubre.

Tabla 4-4: Variación isotópica y del contenido de d-excess de las muestras MNF respecto a sus correspondientes muestras de nieve fresca NF, en los puntos de control Adit 42 y Joachim.

NF/MNF	$\Delta^{18}\text{O}$	$\Delta\text{D}$	$\Delta\text{d-excess}$
P5 (JO)	-1,6	-14,4	-1,4
P6 (A42)	2,1	17,8	1,0

Se observa un aumento tanto en el contenido de isótopos pesados como en el contenido de d-excess de la muestra MNF del punto A42 respecto a su muestra de nieve fresca NF. De manera inversa se observa una disminución tanto en  $\delta^{18}\text{O}$  como en el contenido de d-excess de la muestra de tipo MNF respecto a la muestra de tipo NF en el punto JO.

#### 4.4.5 Estrato de nieve M1

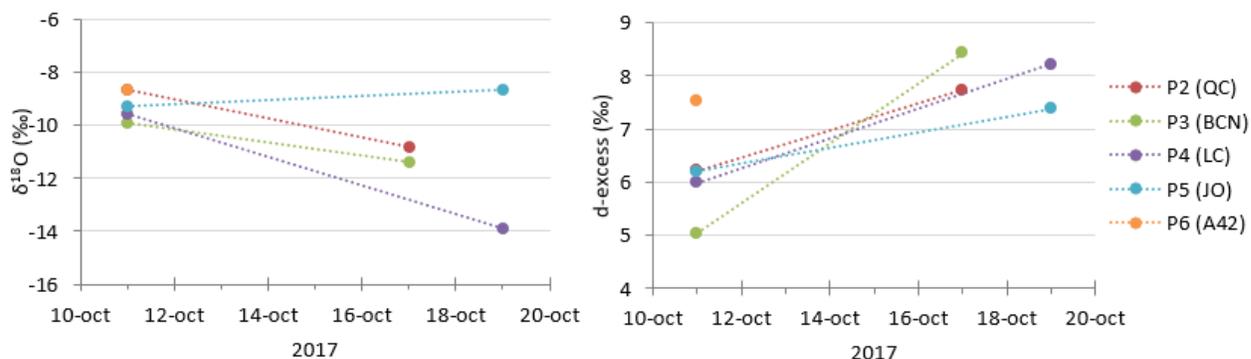


Figura 4.4.11: (a) Variación temporal de  $\delta^{18}O$  del estrato de nieve M1. (b) Variación temporal del contenido de d-excess del estrato de nieve M. Todas las muestras son tipo S. Datos de terreno, campaña 1

En la Figura 4.4.11 se grafican los valores isotópicos de 2 set de muestras de tipo S correspondientes al estrato M2. Se observa una tendencia general a la disminución del contenido de  $\delta^{18}O$  y al incremento de contenido de d-excess.

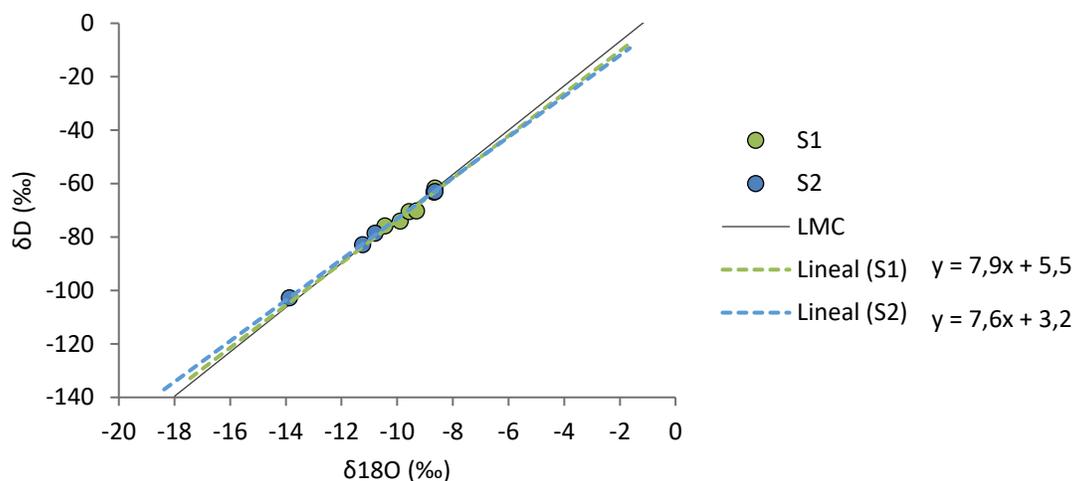


Figura 4.4.12: Diagrama  $\delta D$ -  $\delta^{18}O$  de las muestras de nieve MNF y S pertenecientes al estrato M1. S1 corresponden a las muestras colectadas durante el 11 de octubre y S2 a las colectadas durante el 17 y 19 de octubre. Datos de terreno, campaña 1.

Tanto las muestras S1 como las S2 poseen una pendiente de  $\delta D/\delta^{18}O$  muy cercana a la pendiente de la LMC.

## 4.5 Evaporación

En el presente capítulo se presentan los gráficos de evaporación diaria generados a partir de los datos obtenidos aplicando la metodología del domo en los distintos puntos de control (Figura 1.7.7) dentro del área de estudio. Con propósito de relacionar variables meteorológicas con las tasas instantánea de evaporación se graficaron las curvas diarias de radiación global horizontal y temperatura para las fechas en las que se realizaron los terrenos, utilizando los registros de la estación meteorológica Sewell y Quebrada Coya.

- **07 de noviembre:** Punto de control Quebrada Coya Ladera

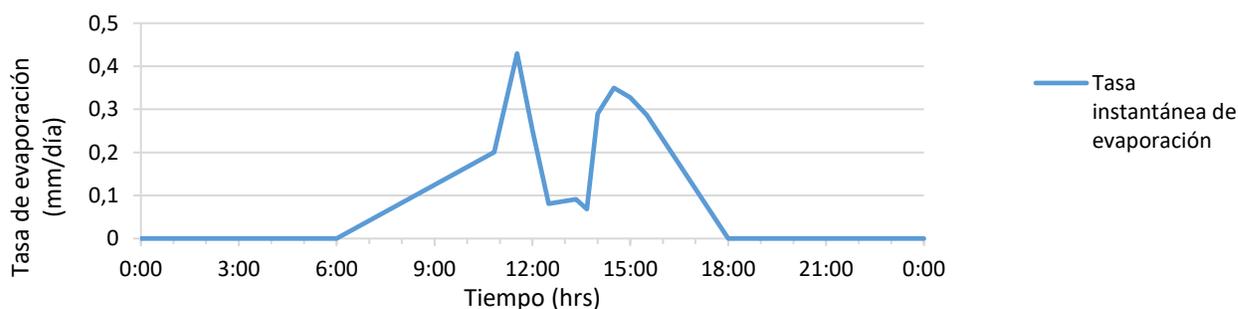


Figura 4.5.1: Curva de evaporación diaria del día 07 de noviembre en el punto de control Quebrada Coya Ladera.

El peak de evaporación instantánea se presenta a las 11:45 hrs con 0,42 mm/día, posteriormente se observa una disminución en la tasa instantánea de evaporación entre las 13:00 y 14:00 hrs, a continuación, incrementa su valor alcanzando el segundo máximo a las 15:00 hrs con un valor de 0,35 mm/día para disminuir de forma progresiva hasta ser nula a las 18:00 hrs.

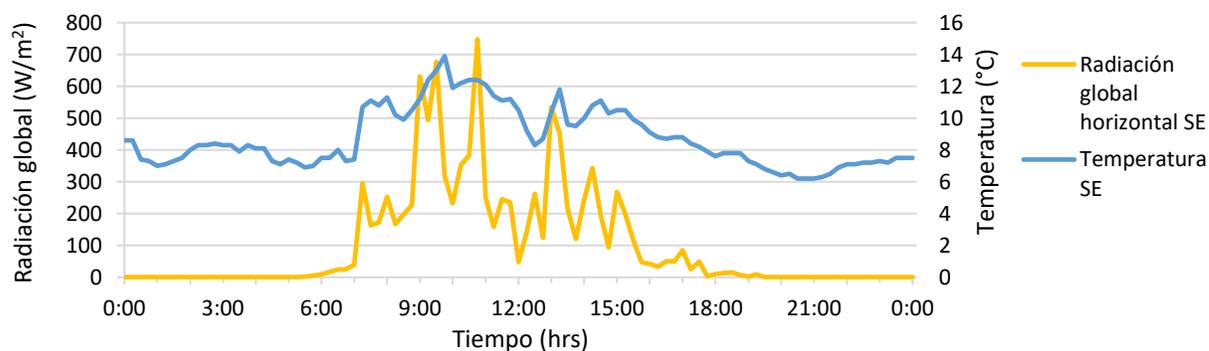


Figura 4.5.2: Curva diaria de radiación global horizontal generada partir de los datos registrados en la estación meteorológica Sewell el día 07 de noviembre.

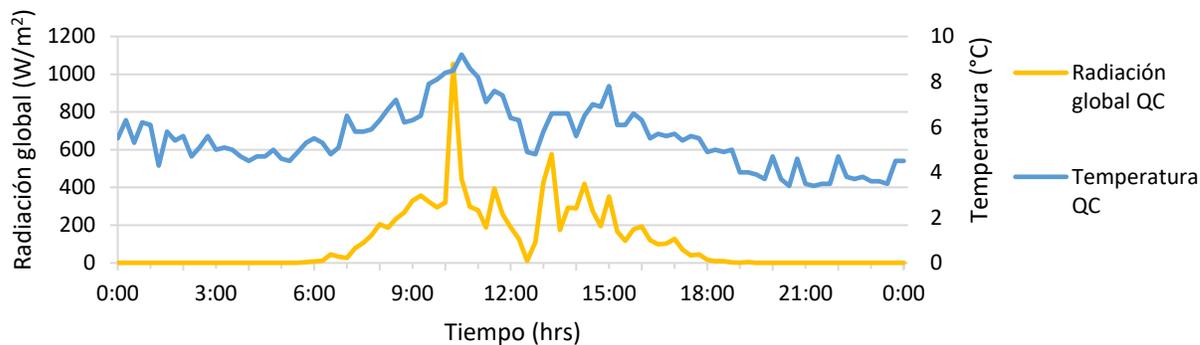


Figura 4.5.3: Curva diaria de radiación global horizontal generada partir de los datos registrados en la estación meteorológica Quebrada Coya el día 07 de noviembre.

- **14 de noviembre:** Punto de control Curva del Espejo

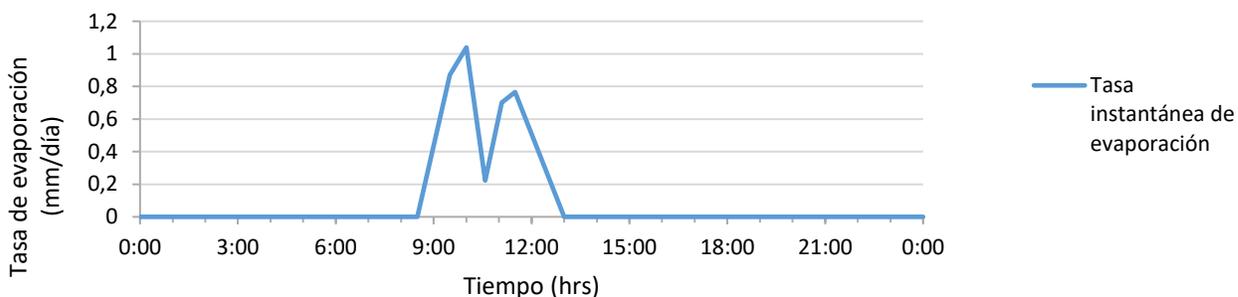


Figura 4.5.4: Curva de evaporación diaria del día 14 de noviembre en el punto de control Curva del Espejo.

La tasa instantánea de evaporación incrementa su valor desde 0 mm/día a las 08:30 hrs alcanzando su peak a las 10:00 hrs con un valor de 1 mm/día y disminuye hasta volverse una a las 13:00 hrs. Entre las 10:00 y 11:00 hrs se presenta una disminución abrupta en tasa instantánea de evaporación llegando a los 0,2 mm/día.

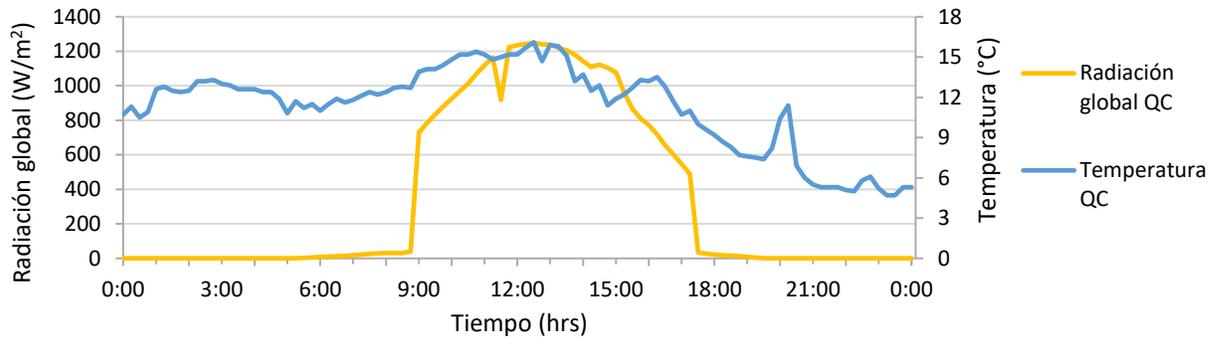


Figura 4.5.5: Curva diaria de radiación global horizontal generada partir de los datos registrados en la estación meteorológica Quebrada Coya el día 14 de noviembre.

- **21 de noviembre:** Punto de control Botadero Cráter Norte

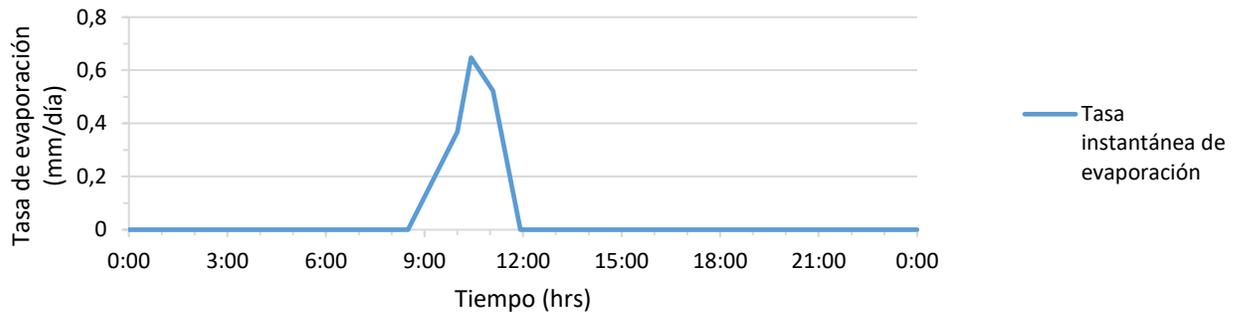


Figura 4.5.6: Curva de evaporación diaria del día 21 de noviembre en el punto de control Botadero Cráter Norte.

El suelo comienza a evaporar a las 8:30 hrs alcanzando un peak de 0,65 mm/día a las 10:30 hrs, luego la tasa de evaporación disminuye hasta volverse nula a las 12:00 hrs.

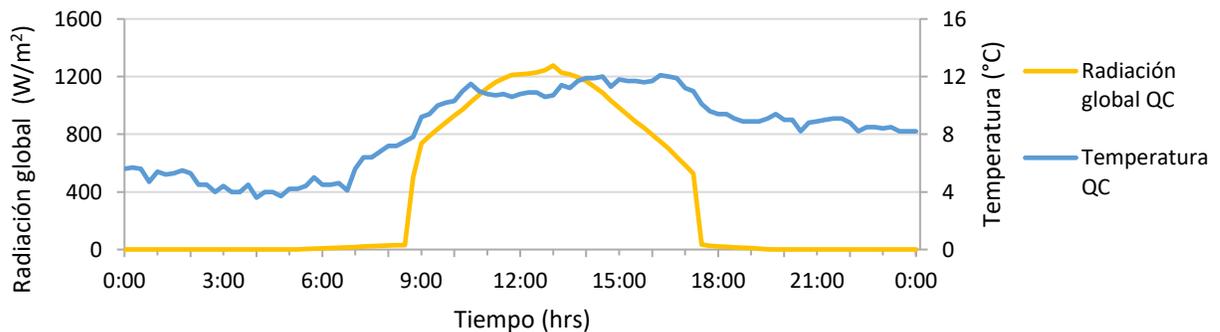


Figura 4.5.7: Curva diaria de radiación global horizontal generada partir de los datos registrados en la estación meteorológica Quebrada Coya el día 21 de noviembre.

- **28 de noviembre:** Punto de control Cabecera Teniente I

No se presentó evaporación durante la jornada en el punto de control.

- **05 de diciembre:** Punto de control La cuchilla

No se presentó evaporación durante la jornada en el punto de control.

- **12 de diciembre:** Punto de control Quebrada Coya Ladera

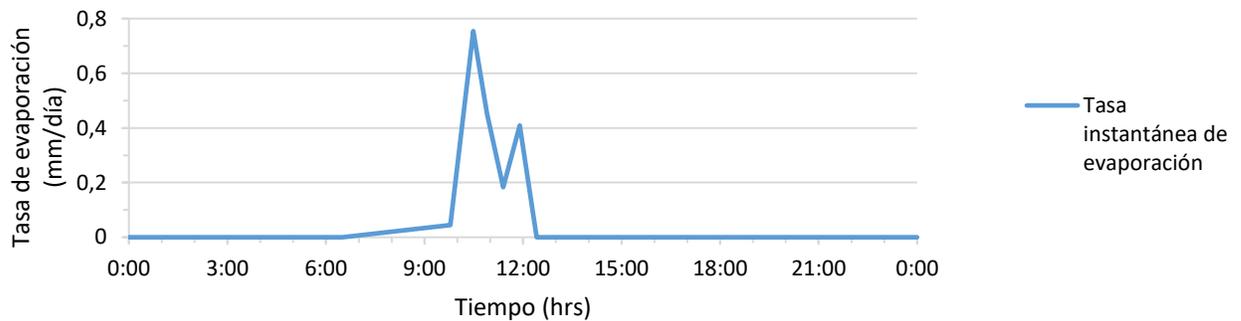


Figura 4.5.8: Curva de evaporación diaria del día 12 de diciembre en el punto de control Quebrada Coya Ladera.

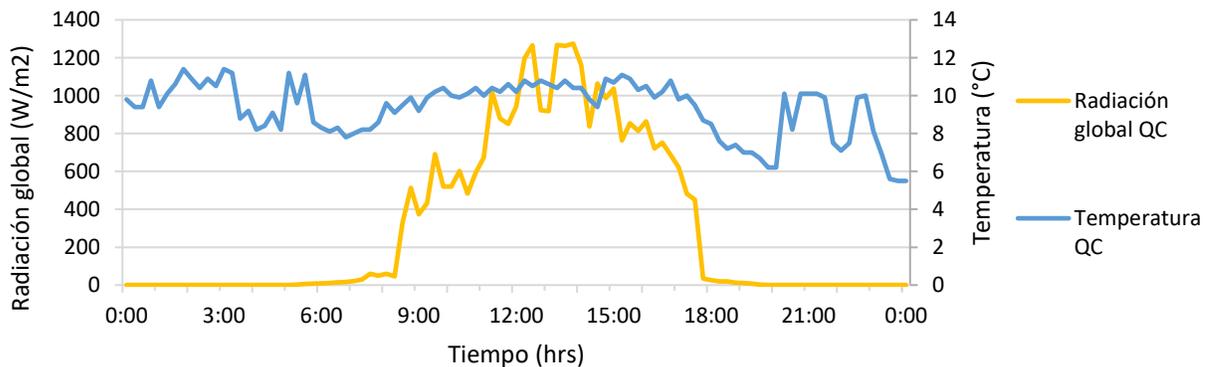


Figura 4.5.9: Curva diaria de radiación global horizontal generada partir de los datos registrados en la estación meteorológica Quebrada Coya el día 12 de diciembre.

- **19 de diciembre:** Punto de control Quebrada Coya Río

No se presentó evaporación durante la jornada en el punto de control.

- **26 de diciembre:** Punto de control Cabecera Teniente II

No se presentó evaporación durante la jornada en el punto de control.

Tabla 4-5: Resumen de los valores de EV diaria obtenidos durante la Campaña 2.

Fecha	Punto	Intervalo de EV	EV Diaria (mm/día)
07-nov-17	Qda. Coya Ladera ( <i>QCL</i> )	08:00-19:00	0,08
14-nov-17	Curva del Espejo ( <i>CE</i> )	08:00-11:30	0,10
21-nov-17	Botadero Cráter N ( <i>BCN</i> )	08:00-12:00	0,06
28-nov-17	Cabecera Teniente I ( <i>CTI</i> )	-	-
05-dic-17	La Cuchilla ( <i>LC</i> )	-	-
12-dic-17	Qda. Coya Ladera ( <i>QCL</i> )	08:00-12:00	0,04
19-dic-17	Qda. Coya Río ( <i>QCR</i> )	-	-
26-dic-17	Cabecera Teniente II ( <i>CTII</i> )	-	-

El mínimo de evaporación diaria registra durante la campaña de terreno 2 sin considerar los días en que esta fue nula, corresponde 0,04 mm/día, registrados el 12 de diciembre en el punto *QCL*, mientras que el máximo se registró el 14 de noviembre en el punto *CE* presentando un valor de 0,1 mm/día.

Todos los puntos que presentan evaporación se encuentran concentrados en un mismo tipo de polígono dentro del mapa de clasificación, por lo que la evaporación durante los meses de noviembre y diciembre para las zonas dentro del área de estudio con una altura menor a los 2800 msnm y sombreado topográfico es de 0,07 mm/día.

## 5 Discusiones

### 5.1 Densidad del manto y densificación

Dentro de distintos estudios hidrogeológicos realizados en El Teniente se ha considerado que la nieve fresca posee un valor de  $100 \text{ Kg/m}^3$ , sin embargo, y como se puede apreciar en el gráfico de la Figura 4.2.3, este valor puede ser muy variable ya que el tipo de cristal formado depende de las condiciones de temperatura y grado de saturación de la nube cuando aquél se origina. Según Valck (2014) la densidad de nieve caída puede oscilar entre 50 y  $200 \text{ kg/m}^3$ , reportándose los valores mínimos en zonas con climas secos y fríos. Además de lo anterior, se debe considerar que la densidad de la nieve varía una vez que ésta es depositada debido al metamorfismo. Por lo que es necesario emplear en los cálculos la densidad de la nieve acumulada cuando se toma la medición de altura precipitada, para hacer una conversión al equivalente de nieve en agua líquida lo más precisa posible. Los promedios mensuales ponderados por la altura de los años 2016 y 2017 se presentan en las Tablas 4-1, 4-2 y 4-3 no se realizó el mismo ejercicio con los años 2014 y 2015, ya que cuentan con un registro incompleto de datos.

Se observa que todos los promedios se encuentran por sobre los  $100 \text{ Kg/m}^3$ , mostrando que en trabajos anteriores se ha subestimado el valor de precipitación anual. Un aumento en la densidad de la nieve fresca implica un aumento en el valor de precipitación anual.

No obstante, en el gráfico de la Figura 4.2.4 se observa que existe una variación estacional en densidad de nieve fresca. Durante los meses de invierno las densidades son menores a los  $150 \text{ Kg/m}^3$  y a medida que la temperatura aumenta las densidades también lo hacen, registrando valores cercanos o superiores a los  $150 \text{ Kg/m}^3$ , los máximos se encuentran entre los 200 y  $240 \text{ Kg/m}^3$ . Esto se debe a que las condiciones de las nubes varían en el tiempo, nubes con menor temperatura generarán cristales bien formados, mientras que a mayores temperaturas éstos serán más redondeados, disminuyendo su área superficial y por ende aumentando su densidad. Es posible que a su vez exista un efecto del metamorfismo sobre la densidad de la nieve durante las primeras horas de acumulación en la cual se presente un incremento de la densidad desde que precipita hasta que son tomadas las mediciones en las estaciones nivométricas. Debido a las condiciones en las que se encuentra el manto, sumado a las condiciones meteorológicas durante los meses de primavera, el efecto por metamorfismo debiera ser mayor.

Al graficar las temperaturas del aire de los días con eventos de precipitación (Figura 4.2.6), se determina que no existe una relación directa entre la temperatura del ambiente y la densidad de nieve precipitada. Como se menciona en el marco teórico, las características del cristal dependerán de las condiciones de temperatura y grado de saturación presentes en la nube.

En las Tablas 4-1, 4-2 y 4-3 se presenta la información mensual de la densidad de nieve precipitada según estación meteorológica para los años 2016 y 2017. Si bien en el gráfico de la Figura 4.2.5 se observa un comportamiento muy similar en las curvas de las estaciones Sewell y Joachim, con una tendencia general de la estación Joachim a presentar densidades mayores a las registradas en Sewell, la tendencia de la estación meteorológica Adit 42 es opuesta en

comportamiento. Es por eso, que considerando los datos de solo dos años de registro no se puede determinar una relación entre la densidad de nieve fresca y la altura geográfica, puesto que los resultados no son concluyentes.

Además de analizar la variable de densidad de nieve fresca, se estudió la variación tanto temporal como espacial de la densidad de la nieve una vez que conforma parte de la cobertura nival. Para ello, en primera instancia se realizó un perfil de densidad presentado en la Figura 4.2.7, con el cual se confirma que los distintos estratos de nieve presentan una tendencia a aumentar su densidad en función de la profundidad a la cual se encuentren, principalmente debido a que al ser niveles más antiguos han estado sometidos al proceso de metamorfismo por más tiempo, si bien es cierto que se pueden encontrar interdigitados estratos de mayor densidad relacionados a periodos de mayor temperatura, ese no es el caso del perfil realizado.

Sumado a lo anterior, se realizaron mediciones de la densidad de un mismo estrato de nieve en el tiempo en 3 de los 6 puntos de control. Se graficaron todos los datos tomados durante la campaña 1 del presente trabajo (Figura 4.2.8), en la que se observa un incremento en la densidad de los estratos a lo largo del tiempo, consistente con las mediciones realizadas en el perfil de densidad, como consecuencia de experimentar durante un tiempo más prolongado los distintos tipos de metamorfismo. Durante los primeros días luego de depositada la nieve, el incremento en la densidad es mayor que la presentada los días posteriores; si se proyecta la curva en el tiempo, esta alcanzaría el *plateau* en torno a los  $500 \text{ Kg/m}^3$ , lo que se relaciona con los  $450 \text{ Kg/m}^3$  presentados en el Marco Teórico, como densidad típica de mantos estacionales próximos al periodo estival (DeWalle, 2008), considerando que la cobertura nival en el área de estudio es estacional y las mediciones de terreno se realizaron durante primavera. Integrando los datos registrados en las estaciones nivométricas para las nevadas correspondientes a los estratos de nieve estudiados (M1 y M3), se puede observar el comportamiento de la curva de densidad de los niveles de nieve medidos desde su depositación (Figura 4.2.10).

En la Figura 4.2.10 se observan las mediciones realizadas en el estado M1, separadas por punto de control. Es importante mencionar que este nivel siempre estuvo en la superficie del manto mientras se realizaron las mediciones de densidad, motivo por el cual la interacción con estratos superiores no puede ser un factor de densificación. Se observan valores muy similares entre los puntos de control Curva del Espejo y Quebrada Coya entre las fechas 05 y 17 de octubre, mientras que el grado de incremento es menor en el punto de control Joachim, respecto a las anteriores. Esto puede ser consecuencia de la diferencia en las condiciones que se presentan en los 2 primeros puntos y Joachim durante el intervalo de muestreo. Sin embargo, al no contar con una mayor densidad de datos, no se puede terminar si el comportamiento responde a una particularidad dentro del periodo muestreado o si es representativo de una tendencia general de la cuenca.

## 5.2 Mapa de clasificación

El primer parámetro considerado para la categorización de la superficie del terreno, en función a las distintos potenciales de sublimación que pueda presentar, es el de forzamiento solar asociado a las zonas sombreadas y a las zonas expuestas directamente a la radiación solar basándonos en el estudio realizado por Gustafson et al., (2010) en el que se registra una relación directa entre el forzamiento solar y las signaturas isotópicas de la cobertura nival que permiten determinar el porcentaje de sublimación respecto de la cantidad de nieve precipitada. Debido a que no se utilizó ningún software para determinar los índices de forzamiento solar es que se emplea la metodología mencionada en el capítulo correspondiente para la realización de un mapa de clasificación. El segundo parámetro utilizado corresponde a la altura geográfica, ya que dependiendo de ésta existe una variación importante dentro de las velocidades del viento del área de estudio, en la cual a mayor altura y mientras más cerca se encuentre un punto de la cima de los relieves topográficos, mayores son las velocidades del viento registradas. Durante los meses de invierno hay un aumento en las velocidades del viento en base a los datos de las distintas estaciones meteorológicas ubicadas dentro y en las cercanías de la zona de estudio, las cuales alcanzan valores por sobre el límite de velocidad con la cual comienza la saltación de nieve (McClung et al., 2006). Debido a esto se considera que en los sectores de mayor altura se presenta transporte de nieve por viento alcanzando incluso de proceso de nieve en suspensión cuando las velocidades son máximas, además se cuenta con información de terreno que permite corroborar que dentro la zona de estudio existe transporte de nieve por viento (Figura 5.2.1). Según los datos presentados en la Tabla 2-1 del marco teórico, existe un registro de índices significativos de sublimación asociados al transporte de nieve por viento que incluso podría alcanzar un valor de 50% respecto de la masa precipitada bajo condiciones particulares. En consecuencia, el parámetro de velocidad del viento asociado a la altura geográfica es muy importante dentro de la zona para discriminar sectores con distintos potenciales de sublimación, debido a esto y considerando los datos de las estaciones meteorológicas Sewell, Olla Blanca y La Huacha, se determina que la cota de los 2800 msnm es la altura crítica que nos permite clasificar el área de estudio en 2 sectores.



Figura 5.2.1: Se observa que sobre el nivel de nieve M1 se depositó nieve que corresponde a nieve transportada por viento. Fotografía tomada en el punto de control Botadero Cráter N el día 17 de octubre.

El presente mapa de clasificación no es estático, los polígonos de sombreado se modifican en el tiempo en función del ángulo que existe entre la superficie del terreno y el Sol, por lo que se recomienda generar a lo menos un mapa mensual de clasificación que permita cuantificar las pérdidas hídricas asociadas al área de los distintos tipos de polígonos con mayor precisión. Sumado a lo anterior, el mapa de clasificación se debe sobreponer a una imagen satelital actualizada del área de estudio, ya que la superficie de la cobertura nival cambia constantemente, y el límite de ésta indicará qué porcentaje en área de cada tipo de polígono se debe asociar a evaporación (suelo desnudo) y qué porcentaje se debe asociar al proceso de sublimación (superficie con cobertura nival).

### 5.3 Signaturas isotópicas del manto de nieve y sublimación

La metodología de recolección de las muestras MNF fue ideada con la finalidad de obtener muestras de nieve con valores isotópicos similares a los de la nieve fresca; tal como se mencionó en la metodología no fue posible realizar terrenos durante las nevadas por motivos de seguridad. Sin embargo, personal de la empresa contratista Mountain Safety pudo recolectar muestras de nieve fresca durante el evento de precipitación del 30 de septiembre, en dos de los seis puntos de control. A partir de los resultados de estos valores isotópicos, se pudo comparar estas muestras con las sacadas posteriormente bajo la metodología alternativa, correspondientes a las muestras MNF obtenidas durante la jornada del 03 de octubre, presentando una diferencia no menor en el contenido de  $^2H$ ,  $^{18}O$  y d-excess, como se observa en la Tabla 4-4, pudiendo así determinar que éstas no son representativas de las condiciones iniciales del estrato de nieve M2.

No obstante, de igual forma fueron agrupadas para identificar si presentan alguna tendencia tanto al enriquecimiento de isótopos pesados o livianos o en su relación de  $D/^{18}O$  que nos permita comprender en mayor profundidad los procesos que se desarrollan dentro del manto nival. En la Figura 4.4.1 se observa que el set completo de muestras MNF se encuentra por sobre LMC y posee una pendiente de 10,8, significativamente mayor a la de la LMC. Las muestras MNF se recolectaron en los estratos de nieve M3 y M2.

En la Figura 4.4.4 se presentan los valores isotópicos del estrato M3, en el que se comparan los valores de las muestras MNF con los de muestras de tipo S tomadas con posterioridad. Debido a que no contamos con los valores iniciales de las firmas isotópicas del estrato M3 no podemos concluir cuál ha sido la variación de las muestras extraídas respecto de estos valores. Por otra parte, como se observa en la Figura 4.4.4, en todos los puntos de muestreo presentan el mismo comportamiento en la variación del contenido de  $\delta^{18}O$  y d-excess de las muestras de tipo S respecto a las de tipo MNF y la variación entre sus respectivas firmas es significativo; lo anterior indicaría que los procesos experimentados por las muestras MNF son distintos a los experimentados por las muestras S y a su vez, debido a que las curvas para cada uno de los puntos de control presentan el mismo comportamiento tanto para el gráfico de variación de  $\delta^{18}O$  como para el de variación de d-excess, podemos inferir que los procesos que afectan las muestras MNF y S se desarrollan de manera similar en cada punto de control. Por otra parte, en el gráfico de la Figura 4.4.5 se observa que el set de muestras tipo S presenta una relación  $D - \delta^{18}O$  de 7,4 y se concentran bajo la LMC, y debido a que la interacción bidimensional de vapor de agua en la interfaz nieve-atmósfera podría causar tanto sublimación como condensación, alterando las firmas del manto de nieve (Stichler, 1987; Earman et al, 2006) es posible que se haya presentado condensación de vapor en la superficie de nieve durante la noche, que es cuando la temperatura disminuye. Moser y Stichler (1974) y Stichler (2001) plantean que durante las noches el contenido de  $\delta^{18}O$  disminuye, mientras que el contenido de d-excess aumenta respecto a las horas diurnas asociando estos efectos a la condensación de la humedad sobre la superficie de la cobertura nival. Y, por otra parte, las muestras de tipo MNF presentan una pendiente de 10,3 y sus datos se agrupan por sobre la LMC, no se tiene seguridad del proceso que podría generar este efecto, sin embargo, debido a que los cambios de fase que implican una pérdida para el manto de nieve lo enriquecen en isótopos pesados. Ya que éstos se quedan preferentemente en la fase sólida podríamos asumir que la disminución de  $\delta^{18}O$  se debe a que la porción de nieve muestreada (por bajo los 10 cm de profundidad) ganó masa enriquecida en isótopos livianos, en otras palabras, la disminución en isótopos pesados no se debe a que el manto haya perdido isótopos livianos, sino más bien a que ganó isótopos livianos. Y, además, debido a que la relación de  $D - \delta^{18}O$  es de 10,3, la masa de agua ganada por la porción de nieve muestreada presenta una mayor proporción de  $\delta^{18}O$  respecto al  $D$  que la dada por la LMC, la ganancia de agua podría ser tanto en fase líquida como en fase gaseosa, sin embargo, a pesar de que dentro del manto se presentan flujos ascendentes de vapor, éstos ocurren durante el invierno, ya que, como se mencionó en el marco teórico, durante este periodo el manto posee el gradiente de temperatura suficiente para generar estos flujos, por lo que la otra posibilidad es que parte de la nieve de la superficie se derrita y baje por gravedad una sección más profunda dentro del mismo estrato de nieve.

Los gráficos de las Figuras 4.4.8 y 4.4.9 presentan los datos de las muestras de tipo MNF y S extraídas durante el mismo día del nivel M2, de forma análoga a lo presentado para el nivel M3. Se puede inferir que las muestras MNF experimentaron procesos distintos a los experimentados por las muestras S y que éstos se desarrollan tanto en la superficie como en la profundidad del estrato M2 de manera muy similar a lo largo de todos los puntos de muestreo. Sin embargo, el set MNF presenta una relación  $D - \delta^{18}O$  de 8,0 que, a diferencia de lo ocurrido en el nivel M3, se encuentra en equilibrio con la LMC. El set de muestras S presenta una pendiente de 5,7 y sus datos se concentran bajo LMC, únicamente con estos datos no se puede determinar con exactitud la historia de la porción de nieve muestreada, ya que estos efectos son producidos por más de un proceso, tanto la sublimación como la fusión podrían generar este comportamiento (Gustafson, 2010).

El manto de nieve tanto al experimentar sublimación como fusión se enriquece en isótopos pesados, ya que los isótopos  $^{16}O$  y  $^1H$  entran preferentemente a las fases líquidas o gaseosas, respectivamente (Gustafson, 2010), lo que implica que durante la primavera el enriquecimiento del manto no se debe únicamente a la sublimación, sino que de manera muy importante como producto de la fusión del mismo. Es debido a esto que no se puede atribuir el fraccionamiento de las muestras tomadas durante la Campaña 1 a un solo proceso, pues el terreno se realizó entre el 12 de septiembre y el 4 de octubre cuando el manto de nieve ya había comenzado el proceso de fusión. Sin embargo, dentro del intervalo de muestreo ocurrieron dos eventos de precipitación seguidos (con solo 4 días de diferencia). Durante el periodo entre nevadas las temperaturas dentro del área de estudio se mantuvieron bajas, presentando un promedio de  $3,6^{\circ}C$  en sus zonas más bajas y un promedio de  $-1,3^{\circ}C$  a la altura de la cota de 3000 msnm (Figura 4.1.5), que incluso son menores a los promedios registrados en las estaciones meteorológicas durante el invierno (Figura 4.1.2), por lo que podríamos considerar, aunque con un grado de incerteza importante, que durante este periodo en particular el enriquecimiento isotópico del manto se encuentra dirigido únicamente por la sublimación. La incerteza se debe básicamente a que, a pesar de que la radiación durante este periodo es menor respecto a los otros días durante los que se realizó la campaña de terreno (Figura 4.1.6), éstos siguen siendo mayores a los promedios registrados en las estaciones meteorológicas durante los meses de invierno (Figura 4.1.3), entregando un input de energía que no sabemos si es suficiente para fundir parte del manto durante un periodo tan frío. La disminución en las temperaturas durante este periodo en el que M2 es el nivel superficial del manto, coincide con que las muestras de NF con las cuales se cuenta son precisamente de la nevada del 30 de sept cuando M2 es depositado. Dicho esto, y considerando que durante este periodo únicamente se presentó sublimación en la superficie del manto, se podría emplear la metodología expuesta en el capítulo 2 para el cálculo del porcentaje de sublimación en el punto de control Adit 42, obteniendo un valor del 25%. Si contemplamos la variable de radiación, el valor de sublimación podría ser mayor al presentado durante el invierno debido a que, como se mencionó anteriormente, la radiación durante el intervalo de muestreo es significativamente mayor al promedio presentado en ese periodo. Y puesto que Gustafson (2010) plantea que, a mayor forzamiento solar, mayor es la sublimación, el aumento de radiación respecto a los meses de invierno podría entregar un input adicional de energía aumentando así la sublimación. Por otra parte, las velocidades del viento registradas durante este periodo son bastante bajas (Figura 4.1.7), menores al límite de velocidad del viento para que

comience la saltación de nieve de 5-10 m/s y menores a las velocidades promedio registradas durante el invierno (Figura 4.1.4). En consecuencia, al considerar este parámetro, la sublimación durante el invierno debería ser mayor a la registrada en el punto de control Joachim. Por lo tanto, la variable de radiación y velocidad del viento generarían un efecto inverso en los valores de sublimación que se podrían presentar durante el periodo de invierno respecto al medido durante la Campaña de terreno 1 en el punto de control Adit 42. Si bien no se cuenta con algún estudio que determine cuál de las 2 variables posee mayor influencia en la sublimación de nieve, distintos estudios han analizado las variables por separado indicando que ambas son determinantes en la ocurrencia y variación de sublimación. Gustafson (2010) registra distintos niveles de sublimación asociados a la variación de forzamiento solar, en el cual la superficie de nieve con sombreado presenta un porcentaje de sublimación entre -2,8 y 5.8 %, mientras que las superficies sin sombra un valor de 17 %. Y en la Tabla 2-2 se presentan los valores de sublimación asociados al transporte de nieve por viento que alcanzan valores de hasta un 74%.

## 5.4 Evaporación

A partir de los 4 ajustes de la profundidad de extinción desde acuíferos presentados en el marco teórico en la Figura 2.3.1, se determina que dentro del área de estudio no se presenta evaporación desde el nivel freático, ya que 3 de los 4 ajustes poseen una profundidad de extinción cercana a los 2 m y los niveles más someros del nivel freático medidos en los pozos de monitoreo entre el año 2004 y 2016 corresponden a 12,5 mbns, 6,4 mbns y 36 mbns en el eje de la Quebrada Teniente, La Huifa y el sector norte del Cráter, respectivamente (VAI, 2017), por lo que el agua que infiltra al suelo producto del deshielo de la cobertura nival y las precipitaciones líquidas bajo la isoterma cero son las únicas fuentes de evaporación. Es por esto que la evaporación se asocia en su totalidad a pérdidas respecto a las precipitaciones presentadas en la zona de estudio.

Según la metodología del domo, las mediciones de evaporación se deben realizar desde que amanece hasta que anoche; sin embargo, éstas se realizaron entre las 09:00 y 17:00 hrs, por lo que, para no subestimar la evaporación real, la curva de evaporación diaria fue extrapolada manteniendo la tendencia de los primeros y últimos puntos medidos en el día, hasta llegar a tasas nulas, como se puede observar en los gráficos de las Figuras 4.5.1, 4.5.4, 4.5.6, y 4.5.8. Se corrobora que la evaporación depende directamente de la radiación de onda corta, ya que, por ejemplo, la curva diaria de radiación del 07 de noviembre presenta una disminución en sus valores entre las 11:30 y 13:00 hrs (Figura 4.5.2), generando una disminución en la tasa de evaporación instantánea con aproximadamente 1 hora de diferencia Figura (4.5.1). En las Figuras 4.5.4 y 4.5.8, se observa que de igual forma las disminuciones en la curva de evaporación responden a un previo descenso en los valores de radiación registrados en las estaciones meteorológicas.

El proceso de evaporación desde suelo no saturado depende principalmente del tipo de suelo y sus propiedades físicas (Philip, 1957; Rushton, 2003), sin embargo, a pesar de que para el desarrollo del presente trabajo no se contó con información sobre el tipo de suelo presente en la zona de estudio, se puede inferir que el agua proveniente del deshielo infiltra rápidamente hasta alcanzar un nivel de profundidad fuera del rango de influencia de las condiciones meteorológicas externas, ya que durante los días 28 de noviembre y 05, 19 y 26 de diciembre la evaporación en los

puntos de control correspondientes es nula y durante los días 14 y 21 de noviembre y 12 de diciembre sólo hubo evaporación hasta el mediodía, entendiéndose de esta forma que el suelo se encuentra seco y por ende no posee agua disponible para ser evaporada. Esto, además de depender de las propiedades físicas del suelo, podría estar influenciado por el alto grado de permeabilidad secundaria relacionado a las labores mineras desarrolladas en el área de estudio.

A pesar de que el periodo de evaporación fue muy acotado durante el día 14 de noviembre, es en esta fecha que se registra el máximo de evaporación con 0,1 mm/día en el punto de control Curva del Espejo, mientras que el mínimo corresponde a 0,04 mm/día registrado en el punto de control Quebrada Coya Ladera durante el día 12 de diciembre. Estos valores son muy bajos respecto a los registros de precipitación de la estación meteorológica Sewell que posee un promedio anual de precipitación lluvia y nieve de 376,78 y 309,6 mm (2010-2015) (VAI, 2017), por lo cual desde ya se puede afirmar que las pérdidas por evaporación no juegan un rol preponderante dentro del balance hídrico de la zona de estudio.

Dado que durante el desarrollo de la Campaña 2 no se presentaron eventos de precipitación, las tasas de evaporación medidas se asocian únicamente al deshielo del manto nival, por lo que estos valores representan una pérdida directamente de la cobertura nival o en otras palabras de la recarga en forma de nieve dentro del área de estudio.

El mapa de clasificación generado tanto para la evaporación como la sublimación contiene 4 categorías de polígonos, sin embargo, todos los puntos de control que presentaron evaporación se concentran dentro de una única categoría. Debido a esto se utilizó el promedio de los valores medidos dentro de este tipo de polígono (0,07 mm/día) para estimar el porcentaje en pérdida por evaporación respecto a los 341 mm precipitados durante el 2017 en forma de nieve (estación nivométrica Sewell), considerando un periodo de evaporación de 4 meses entre septiembre y diciembre, desde que el manto se comienza a derretir hasta que desaparece, obteniendo como resultado que la evaporación de los remanentes del manto de nieve corresponde a un 3% de la precipitación nieve anual.

## 5.5 Limitaciones e incertidumbres

Al no contar con los valores isotópicos iniciales de los estratos M1 y M3, y M2 en 4 de los 6 puntos de control, no se pudo determinar la variación isotópica de una fracción importante de las muestras recolectadas respecto de sus valores iniciales.

Las condiciones meteorológicas no permitieron las visitas de todos los puntos de control durante cada terreno, por lo que se carece de la densidad de datos suficiente para analizar la ocurrencia de procesos dentro del manto nival para ciertas fechas.

La campaña de terreno 1 se realizó mientras el manto de nieve experimentaba derretimiento, proceso que genera fraccionamiento dentro del mismo, viéndose dificultado el análisis de las firmas isotópicas para el estudio de sublimación.

El periodo de terreno de la Campaña 2 es muy acotado para determinar la variabilidad temporal que puede tener la evaporación dentro del área de estudio.

## 5.6 Recomendaciones

Se sugiere reemplazar el valor de nieve fresca utilizado en los balances hídricos de  $100 \text{ Kg/m}^3$  por el promedio de densidad de nieve ponderado por la altura de nieve precipitada del año correspondiente, permitiendo generar una estimación del equivalente de nieve en agua más precisa.

Realizar una campaña de muestreo de nieve desde el primer evento de precipitación del año hasta el mes de septiembre del mismo, en el que se extraigan muestras de nieve de manera periódica y metódica en distintos puntos de control que abarquen los 4 tipos de categorías generados en el mapa de clasificación de sublimación. Delimitar áreas que sean consideradas estaciones de muestreo, con la finalidad de preservar las condiciones del manto en ellas. Solicitar autorización para realizar terrenos y recolectar muestras de nieve fresca durante las nevadas, permitiendo de esta forma determinar de manera más precisa las pérdidas por sublimación, y la variación temporal y espacial que esta podría presentar. Además, se recomienda instalar sensores de humedad en el suelo que acusen el inicio del proceso de fusión de la cobertura nival.

Realizar la campaña de terreno con el domo desde que el manto inicia el proceso de derretimiento, pudiendo así, determinar la variación temporal de las tasas de evaporación. E incrementar los puntos de control con el objetivo de analizar la variación espacial de éstas mismas.

Generar un mapa de clasificación mensual para la sublimación y evaporación, en el que los polígonos de sombreado se modifiquen en función a las variaciones estacionales que presenta el ángulo de incidencia de la radiación solar respecto de la superficie del terreno. Y finalmente, considerando que el área de la cobertura nival cambia constantemente, se debe contar con imágenes satelitales actualizadas, con las cuales se pueda determinar su perímetro. El área del mapa de clasificación que se encuentre dentro del perímetro de la cobertura nival se debe asociar a pérdidas por sublimación, mientras que el área que se encuentre fuera de éste, a pérdidas por evaporación.

## 6 Conclusiones

El promedio mensual de densidad de nieve fresca a lo largo del registro completo presenta valores mayores a  $100 \text{ Kg/m}^3$ , que corresponde al dato utilizado en trabajos anteriores. A partir de ellos se calcula el promedio anual de densidad de nieve fresca para los años 2016 y 2017 en la estación nivométrica Sewell, obteniendo como resultado  $152 \text{ Kg/m}^3$  y  $114 \text{ Kg/m}^3$ , respectivamente, lo cual implica que el equivalente de nieve en agua ha sido subestimado en los balances hidrológicos realizados anteriormente. Posterior a su depositación, la nieve incrementa su densidad en el tiempo producto del proceso de metamorfismo a la cual está sometida. El incremento de densidad es máximo durante los primeros días y a lo largo del tiempo disminuye hasta alcanzar un *plateau* con valores próximos a los  $500 \text{ Kg/m}^3$  durante la primavera, la densidad no aumenta por sobre este valor ya que el manto de nieve en el área de estudio es estacional.

Debido a que los terrenos se realizaron durante la primavera cuando el manto de nieve comienza su periodo de deshielo, el fraccionamiento isotópico registrado en la cobertura nival no solo deriva del proceso de sublimación, sino que también del de fusión. Por lo tanto, las signatures isotópicas medidas no permiten determinar el porcentaje de sublimación para los distintos puntos de control distribuidos dentro del área de estudio. Sin embargo, al considerar que, durante el periodo comprendido entre las nevadas del 30 de septiembre y 04 de octubre, el manto de nieve no presenta fusión a causa de las bajas temperaturas, y al extrapolar el fraccionamiento ocurrido durante este intervalo en el tiempo se obtiene un porcentaje de sublimación de un 25% respecto a la precipitación nieve anual registrada en la zona de estudio. A partir de los datos de terreno y del análisis de las velocidades del viento registradas en las estaciones meteorológicas se determina que dentro del área de estudio hay transporte de nieve por viento, y asociado a éste, sublimación de nieve en suspensión, lo cual genera que las zonas altas del área de estudio por sobre los 2800 msnm presenten un porcentaje de sublimación mayor al de las zonas bajas, ya que es en las cercanías de la cima de los relieves topográficos donde se presentan las velocidades de viento necesarias para la ocurrencia de este fenómeno. Por otro lado, para disminuir el grado de incerteza de la estimación del porcentaje de sublimación realizada en el presente trabajo, es necesario contar con los datos de las signatures isotópicas que posee el manto de nieve durante los meses de invierno en distintos puntos de control, de manera que permitan realizar un análisis temporal y espacial de la sublimación que pueda modificar el mapa de clasificación generado o ingresar datos a las distintas categorías según altura y forzamiento solar. A partir de la estimación de la sublimación del presente estudio se puede determinar que este factor es de suma importancia dentro del balance hídrico de la zona de estudio.

La evaporación de los remanentes del manto de nieve corresponde a un 3% de la precipitación nieve anual medida en la estación meteorológica Sewell, en consecuencia, este factor no juega un rol importante como pérdida dentro del balance hídrico de la zona de estudio. Posiblemente las bajas tasas de evaporación estén influenciadas al alto grado de permeabilidad secundaria relacionado a las labores mineras desarrolladas en el área de estudio.

En conclusión, en el área de estudio las pérdidas de manto de nieve por sublimación y evaporación corresponden a un 28% de la precipitación nieve anual del año 2017, constituyendo la sublimación el factor preponderante. En consecuencia, un 72% de la nieve precipitada se encuentra disponible para la fusión y posterior infiltración durante el periodo estival.

## Bibliografía

**Aguirre, L. (1960).** Geología de Los Andes de Chile Central. Provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile. Bol. N ° 9.

**Álvarez, L. (1990).** Perfil de alteración & mineralización supérgena en el Yacimiento El Teniente, Rancagua, Chile. Memoria Para Optar Al Título De Geólogo. Universidad Católica del Norte, Facultad de Ingeniería & Ciencias Geológicas, Departamento de Ciencias Geológicas (Inédito). Antofagasta.

**Aparicio Mijares, F. J. (1997).** *Fundamentos de hidrología de superficie*. México: Limusa.  
Custodio, E., & Llamas, M. R. (1983). *Hidrología subterránea*. Barcelona. Omega.

**Arévalo, A. & Floody, R. (1995).** Modelo global de alteración & mineralización. Estudio geometalúrgico del mineral a explotar a mediano & largo plazo. Informe inédito. CODELCO-Chile, División El Teniente, Superintendencia Geología. 158p.

**Armstrong, R. L., & Brun, E. (Eds.). (2008).** *Snow and climate: physical processes, surface energy exchange and modeling*. Cambridge University Press. 19-63.

**Arredondo, C. (1994).** Distribución, caracterización & génesis de los cuerpos de brecha en el sector central-este del yacimiento El Teniente. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 99 p.

**Bleakney, W., & Gould, A. J. (1933).** The relative abundance of hydrogen isotopes. *Physical Review*, 44(4), 265.

**Brzoska, J. B., Coléou, C., & Lesaffre, B. (1998).** Thin-sectioning of wet snow after flash-freezing. *Journal of Glaciology*, 44(146), 54-62.

**Burgos, L. (2002).** Caracterización de las Andesitas de la Mina El Teniente. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento Ciencias de la Tierra. Concepción, Chile. 108 p.

**Camus, E. (1975).** Geology of the El Teniente ore body with emphasis on wall-rock alteration: *Economic Geology*, V. 70, p. 1.341-1.372.

**Cannell, J. (2004).** El Teniente Porphyry Copper-Molybdenum Deposit, Central Chile. Ph.D. Thesis, University of Tasmania (Inédito), 317 pp., Tasmania.

**Cannell, J., Cooke, D.R., Walshe, J.L., and Stein, H., (2005).** Geology, mineralization, alteration, and structural evolution of the El Teniente porphyry Cu-Mo deposit: *Economic Geology*, v. 100, p. 979–1003.

**Charrier, R. (1973).** Geología Regional de la provincia de O'Higgins & Colchagua. Publicación INEN, N°7, p. 1-69. Santiago, Chile.

- Charrier, R. (1981).** Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Central Argentinean-Chilean Andes (32°-35°S) and chronology of their tectonic evolution. *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Stuttgart*. Vol 1 (3-4): 344-355.
- Charrier, R. (1983).** Informe geológico de la Hoja El Teniente, escala 1:250.000. Convenio Departamento de Geología, Universidad de Chile - SERNAGEOMIN, Santiago.
- Charrier, R. & Munizaga, F. (1979).** Edades K-Ar de volcanitas cenozoicas del sector cordillerano del Río Cachapoal, Chile (34°15' L.S.). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 7: 41-51.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J., Gans, P., Kay, S., Muñoz, N., Wyss, A. & Zurita, E. (2002).** Evidence for cenozoic extensional basin development and tectonic inversión south of the flat slab segment, Southern Central Andes, Chile (33°-36° L.S.). *South American Earth Sciences*, 23 p.
- Charrier, R.; Wyss, A.; Flynn, J.; Swisher I, C.; Spichiger, S. & Zapatta, F. (1994).** Nuevos antecedentes estratigráficos & estructurales para las formaciones Coya- Machalí & Abanico, entre los 33°50' & 35° S, Cordillera Principal Chilena. In Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas 2, 1316-1319. Concepción.
- Charrier, R.; Wyss, A.; Flynn, J.; Swisher III, C.; Mark, N.; Zapatta, F.; Mckenna, M., Novacek, N. (1996).** New evidence for Late Mesozoic-Early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the Upper Tinguiririca Valley (35° S, Central Chile). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 9, N° 5/6, Departamento de Geología Universidad de Chile, p. 393-422.
- Clark, I., and P. Fritz (1997),** *Environmental Isotopes in Hydrogeology*, 328 pp.
- Clark, I. D., & Fritz, P. (2013).** *Environmental isotopes in hydrogeology*. CRC press.
- Clarke, G. K., & Waddington, E. D. (1991).** A three-dimensional theory of wind pumping. *Journal of Glaciology*, 37(125), 89-96.
- Craig, H., & Gordon, L. I. (1965).** Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere.
- CONAF, (1992).** Catastro de recursos naturales renovables en áreas de la División El Teniente, Cuenca del río Coya. Informe (inédito), Convenio CONAFCODELCO.20p.
- Cuadra, P. (1986).** Geocronología K-Ar del yacimiento El Teniente & áreas adyacentes. *Revista Geológica de Chile*, N°27, p. 3-26.
- Dansgaard, W. (1964).** Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16(4), 436-468.
- Davidson, J. & Vicente, J. (1973).** Características paleogeográficas & estructurales del área fronteriza de las Nacientes del Teno (Chile) & Santa Elena (Argentina) (Cordillera Principal, 35° a 35°15' latitud S). *Actas del Quinto Congreso Geológico Argentino*, Vol. 5, p. 11-55. Buenos Aires.

- DeWalle, D. R., & Rango, A. (2008).** *Principles of snow hydrology*. Cambridge University Press.
- Enrione, A. (1972).** Estabilidad de los terrenos del área de Alto Colón. Sociedad Minera El Teniente, Departamento de Geología. Inédito, 10 p.
- Falcón, M. & Rivera, O. (1998).** Estudio geológico distrital de la División El Teniente de CODELCO-Chile, escala 1:25.000. Informe inédito, 108 p. Vicepresidencia de exploraciones & asociaciones mineras, CODELCO Chile.: 108 pp. Santiago, Chile.
- Faunes, A. (1981).** Caracterización de la mineralogía metálica & de alteración en un sector del stock tonalítico del yacimiento El Teniente. Memoria de Título (Inédito). Universidad de Chile, Departamento de Geología, 175 p.
- Floody, R. (2000).** Estudio de vulnerabilidad geológica-geotécnica de la Chimenea de Brechas Braden. Fase 1, Geología de Brechas Braden (GL-044/00). Codelco Chile, División El Teniente, Superintendencia Geología (Inédito): 90 pp., Rancagua.
- Friedman, I., & O'Neil, J. R. (1977).** Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest (Vol. 440). USGPO.
- Fritschen, L. & Gay, L. (1979)** *Environmental instrumentation*. Springer-Verlag, New York, USA.
- Garrido, A. (2017).** Distribución de la Molibdenita y control geológico en el yacimiento (Informe N° 1-003-2017). Codelco Chile, División El Teniente, Superintendencia de Geología: 28 pp., Rancagua.
- Golder Associates. (2013).** *Estudio hidrogeológico proyecto exploración Sector Norte, Informe hidrogeológico Quebrada Teniente*, p.45-48.
- Godoy, E. (1993).** Geología del Área entre los ríos Claro del Maipo & Cachapoal, Volumen I: Texto & Mapas, 67 p. Informe Final Proyecto CODELCO & SERNAGEOMIN.
- Godoy, E. & Lara, L. (1994).** Segmentación estructural andina a los 33°-34° S. Nuevos Datos en la Cordillera Principal. 7° Congreso Geológico chileno, Actas, Vol. 2, 1344-1346.
- GOLDER (2013).** Estudio hidrogeológico Proyecto exploración Sector Norte, Informe hidrogeológico Quebrada Teniente.
- Gómez, R. (2001).** Geología de las unidades volcanogénicas cenozoicas del área industrial de la mina El Teniente, entre Colón & Coya, Cordillera Principal de Rancagua, VI Región. El Teniente. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 143 p.
- GRMD (2016).** Hidrogeología y potencial de riesgo de ingreso agua y barro a Mina El Teniente. CODELCO, División El Teniente, Superintendencia de Geología.

- Gustafson, J. R., Brooks, P. D., Molotch, N. P., & Veatch, W. C. (2010).** Estimating snow sublimation using natural chemical and isotopic tracers across a gradient of solar radiation. *Water Resources Research*, 46(12).
- Guzmán, C. (1975).** Alteración y mineralización de los pórfidos dioríticos del sector central del yacimiento El Teniente. VI Región, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología 145 pp., Santiago
- Hoefs, J. (2015).** Theoretical and experimental principles. In *Stable isotope geochemistry* (pp. 1-46). Springer, Cham.
- Howell, F. & Molloy, J. (1960).** Geology of the Braden Orebody, Chile. *Economic Geology*, Vol. 55, p. 863-905.
- ICC-CONIC. (1992).** *Estudio del Sistema de Drenaje del Proyecto Minero Quebrada Teniente.*
- Johnson, J. (2009).** *Evaporación desde napas freáticas someras en cuecas endorreicas del Altiplano Chileno* (Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias de la Ingeniería). Pontificia Universidad Católica de Chile. Santiago, Chile.
- Jordan, P. (1983).** Meltwater movement in a deep snowpack: 1. Field observations. *Water Resources Research*, 19(4), 971-978.
- Klöhn, C. (1960).** Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central. Boletín N°8, 95 p. Instituto de Investigaciones Geológicas. Santiago, Chile.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., & Rubel, F. (2006).** World map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, 15(3), 259-263.
- Kurtz, A., Kay, S., Charrier, R. & Farrar, E. (1997).** Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34°-35°). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 16. p. 145-162.
- Lee, J., Feng, X., Faiia, A. M., Posmentier, E. S., Kirchner, J. W., Osterhuber, R., & Taylor, S. (2010).** Isotopic evolution of a seasonal snowcover and its melt by isotopic exchange between liquid water and ice. *Chemical geology*, 270(1-4), 126-134.
- List, R. J. (1963).** *Smithsonian Meteorological Tables*, Smithsonian Institution, Washington, D.
- McClung, D., & Schaerer, P. A. (2006).** *The avalanche handbook*. The Mountaineers Books, 271 p.
- Maksaev, V., Munizaga, F., McWilliams, M., Thiele, K., Arévalo, A., Zúñiga, P. y Floody, R. (2001).** 40Ar/39Ar geochronology of the El Teniente porphyry copper deposit. III Simposio Sudamericano de Geología Isotópica. Pucón, Chile, Extended Abstracts. pp. 469 - 499.

**Maksaev, V., Munizaga, F., McWilliams, M., Fanning, M., Mathur, R., Ruíz, J. y Thiele, R. (2002).** El Teniente porphyry copper deposit in the Chilean Andes: new geochronological timeframe and duration of hydrothermal activity. 2002 Denver Annual Meeting. Paper N°152-4, 1 pp.

**Maksaev, V., Munizaga, F., McWilliams, M., Fanning, M., Mathur, R.; Ruíz, J. y Zentilli, M. (2004).** New Chronology for El Teniente, Chilean Andes, from UPb, 40Ar/39Ar, Re-Os, and Fission-Track Dating: Implications for the Evolution of a Supergiant Porphyry Cu-Mo Deposit. Society of Economic Geologists, Special Publication 11, p.15-54.

**McClung, D., & Schaerer, P. A. (2006).** *The avalanche handbook*. The Mountaineers Books.

**McKay, G. A., & Gray, D. M. (1981).** *The distribution of snowcover* (pp. 153-190). Toronto: Pergamon Press.

**Moser, H., & Stichler, W. (1974).** Deuterium and oxygen-18 contents as an index of the properties of snow covers. *International Association of Hydrological Sciences Publication, 114*, 122-135.

**Munizaga, F., Maksaev, V., Mathur, R., Ruiz, J., McWilliams, M. & Thiele, K. (2002).** Understanding molybdenite Re-Os ages from the El Teniente porphyry copper deposit, Chile. 2002 Denver Annual Meeting (October 27-30, 2002), paper N° 152-5, 1 p.

**Nier, A. O. (1950).** A redetermination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon, and potassium. *Physical Review, 77*(6), 789.

**O'Neil, J. R. (1968),** Hydrogen and oxygen isotope fractionation between ice and water, *J. Phys. Chem.*, 72, 3683–3684.

**Ojeda, J.; Hernández, E.; Ossandón, G.; Enrione, A. & Mestre, A. (1980).** El Pórfido Cuprífero El Teniente. Informe Inédito, 76 p. CODELCO-Chile, División El Teniente.

**Ossandón, G. (1974).** Petrología & alteración del Pórfido Dacítico, Yacimiento El Teniente. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas & Matemáticas, Departamento de Geología. Santiago, Chile. 112p.

**Perla, R. (1978).** Artificial Release of Avalanches in North America\*. *Arctic and alpine research, 10*(2), 235-240.

**Philip, J. (1957).** Evaporation and moisture and heat fields in the soil. *Journal of the Atmospheric Sciences.* 14, 354-366.

**Rivera, O & Cembrano, J. (2000).** Modelo de formación de cuencas volcanotectónicas en zonas de transferencia oblicuas a la cadena andina: El caso de las cuencas Oligo-Miocenas de Chile Central & su relación con estructuras NNW-NW (33° 00' -34° 30'S). Actas IX Congreso Geológico Chileno. 31 de Julio - 4 de Agosto. Puerto Varas. Chile, v. 1, p. 631-636.

**Riveros, M. (1991).** Geología del Pórfido Latítico del sector sur del yacimiento El Teniente. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 164 p.

**Roa, J. C. (2007).** *Caracterización hidrológica e hidrogeológica de las quebradas Coya y Teniente.* (Memoria para optar al título de geólogo). Universidad de Concepción. Concepción, Chile.

**Rojas, A. (2002).** Petrografía & geoquímica del Pórfido Teniente, ubicado en el sector norte del yacimiento El Teniente, Provincia de Cachapoal, VI Región, Chile. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra, 133 p.

**Rushton, K. R. (2003).** Groundwater hydrology: Conceptual and computational models. Chichester: Wiley.

**Schemenauer, R. S. (1981).** Snowfall formation. *Handbook of snow. Principles, processes, management and use.*

**Skewes, A. (1997).** Informe petrológico preliminar del sector oriental del perfil 124 en El Teniente. Informe Inédito. Departamento de Geología, Superintendencia de Geología, División El Teniente, CODELCO-Chile 49 p.

**Skewes, M.A. (1999).** Notas petrográficas sobre algunas Brechas de El Teniente: Informe Inédito. Departamento de Geología, Superintendencia de Geología, División El Teniente, CODELCO Chile. 34 p.

**Skewes, M. (2000).** Rocas ígneas del depósito de cobre El Teniente, Chile Informe Inédito. Departamento de Geología, Superintendencia de Geología, División El Teniente, CODELCO-Chile. 94 p.

**Skewes, M. & Stern, Ch. (1995).** Genesis of the Giant Late Miocene to Pliocenecopper deposits of Central Chile in the context of Andean magmatic and tectonic evolution. *International Geology review*, Vol. 37, p. 893-909.

**Skewes, M., Arévalo, A; Floody, R., Zúñiga, P & Stern, Ch. (2002).** The Giant El Teniente breccia deposit: Hypogene Copper distribution and emplacement. *Society of Economic Geologists. Special Publication 9: 299-332.* Colorado.

**Spangenberg, J. E., Dold, B., Vogt, M. L., & Pfeifer, H. R. (2007).** Stable hydrogen and oxygen isotope composition of waters from mine tailings in different climatic environments. *Environmental science & technology*, 41(6), 1870-1876.

**Stannard, D. (1988).** Use of a hemispherical chamber for measurement of evapotranspiration. *US Geol. Survey Open-File Report 88-452.*

**Stichler, W., Schotterer, U., Fröhlich, K., Ginot, P., Kull, C., Gäggeler, H., & Pouyaud, B. (2001).** Influence of sublimation on stable isotope records recovered from high-altitude glaciers in the tropical Andes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D19), 22613-22620.

**Thiele, R. (1980).** Carta Geológica de Chile N°39. Hoja Santiago, escala 1:25.000. Instituto de Investigaciones Geológicas Chile, 51 p.

**Uemura, R., Matsui, Y., Yoshimura, K., Motoyama, H., & Yoshida, N. (2008).** Evidence of deuterium excess in water vapor as an indicator of ocean surface conditions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D19).

**Urey, H. C. (1947).** The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of the Chemical Society (Resumed)*, 562-581

**VAI (2017).** Modelo Numérico Hidrogeológico. CODELCO, División El Teniente.

**Valck P. (2004) “Modelación Espacial de la Cobertura Nival Usando Distribuciones de Precipitaciones de Modelos Meteorológicos”**Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias de la Ingeniería Mención Recursos y Medio Ambiente Hídrico, Universidad de Chile.

**Villalobos, J. (1975).** Alteración hidrotermal de las andesitas del yacimiento El Teniente, Chile. Tesis de Doctorado. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas & Matemáticas, Departamento de Geología. 125 p.

**White, W. M. (2013).** *Geochemistry*. John Wiley & Sons.

**Zúñiga, P. (1982).** Alteración & mineralización hipógenas en el sector oeste del yacimiento El Teniente. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología. 104 p.

# ANEXOS

## ANEXO A:

### Resultado de los análisis isotópicos de las muestras de nieve

Environmental Isotope Laboratory  
Geosciences Department  
University of Arizona

Room 208 Gould-Simpson Building  
+1-520-621-4618  
dettman@email.arizona.edu

Data report for:

Sergio Iriarte  
Camino A Farellones 14432  
Santiago  
Chile

16 November 2017

#### REPORT OF ANALYSES 19 samples for O and H isotopes

W-number	Specimen	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ vsmow	$\delta\text{D}$ ‰ vsmow
W67733	D1P1M1	-8,1	-47,7
W67734	D1P1M1D	-7,6	-45,4
W67735	D1P1M2	-11,2	-81,6
W67736	D1P1M3	-12,8	-93,3
W67737	D1P1M4	-11,7	-83,5
W67738	D1P2M1B1	-7,9	-46,6
W67739	D1P2M1B2	-7,8	-47,1
W67740	D1P2M2	-11,0	-80,7
W67741	D1P2M3	-14,9	-107,8
W67742	D1P2M4	-12,9	-94,9
W67743	D2P3M1	-8,4	-51,5
W67744	D2P4M1	-9,1	-58,4
W67745	D2P5M1	-8,8	-53,8
W67746	D3P4M1	-10,3	-77,6
W67747	D3P5M1,1	-11,1	-82,7
W67748	D3P5M1,2	-14,4	-107,4
W67749	D3P3M1	-12,0	-87,2
W67750	D4P2M1	-12,1	-85,6
W67751	D4P1M1	-12,6	-93,6
Analytical Precision (1-sigma)		0,10	0,9



David Dettman  
Research Scientist  
Director, EIL

Environmental Isotope Laboratory  
Geosciences Department  
University of Arizona

Room 208 Gould-Simpson Buildir  
+1-520-621-4618  
dettman@email.arizona.edu

Data report for:

Sergio Iriarte  
Camino A Farellones 14432  
Santiago  
Chile

19 December 2017

**REPORT OF ANALYSES**  
30 samples for O and H isotopes

W-number	Specimen	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ vsmow	$\delta\text{D}$ ‰ vsmow
W68203	D5P5NF1	-9,6	-67,2
W68204	D5P5NF2	-8,1	-51,2
W68205	D5P6NF	-12,0	-87,1
W68206	D6P1NFD	-9,7	-69,1
W68207	D6P1NF	-9,6	-68,8
W68208	D6P1S	-4,9	-40,0
W68209	D6P2S	-8,0	-58,1
W68210	D6P2NF	-10,2	-73,7
W68211	D6P3NF	-10,0	-69,9
W68212	D6P3S	-6,8	-51,5
W68213	D6P4S	-8,3	-60,2
W68214	D6P4NF	-10,6	-73,3
W68215	D6P5S	-8,0	-59,4
W68216	D6P5NF	-11,2	-81,6
W68217	D6P6S	-5,0	-41,8
W68218	D6P6NF	-9,9	-69,3
W68219	D7P1S	-10,4	-75,8
W68220	D7P2SD	-8,9	-63,0
W68221	D7P2S	-8,7	-63,2
W68222	D7P3S	-9,9	-74,1
W68223	D7P4S	-9,6	-70,5
W68224	D7P5S	-9,3	-70,2
W68225	D7P6S	-8,6	-61,6
W68226	D8P1S	-9,8	-71,5
W68227	D8P2S	-10,8	-78,6

W68228	D8P3SD	-11,4	-82,7
W68229	D8P3S	-11,2	-82,9
W68230	D9P4S	-13,9	-102,8
W68231	D9P5S	-8,6	-82,9
W68232	D9P5SD	-8,7	-82,5
Analytical Precision (1-sigma)		0,10	0,9



David Dettman  
 Research Scientist  
 Director, EIL

## ANEXO B:

### Coordenadas de los puntos de control de las campañas de terreno:

Tabla 0-1: Ubicación de los puntos de control de la Campaña 1

Nº	Código	Punto de control	Coordenadas		Elevación (msnm)
			E	N	
P1	CE	Curva del Espejo	6227751	373387	2248
P2	QC	Quebrada Coya	6229173	373131	2305
P3	BCN	Botadero Cráter N	6228359	374588	2429
P4	LC	La Cuchilla	6226538	375026	2800
P5	JO	Joachim	6225318	373760	3019
P6	A42	Adit 42	6228043	374450	2369

Tabla 0-2: Ubicación de los puntos de control de la Campaña 2

Código	Puntos de control	Coordenadas		Altura (msnm)
		E	N	
QCL	Quebrada Coya Ladera	6229173	373131	2305
CE	Curva del Espejo	6227751	373387	2248
BCN	Botadero Cráter N	6228359	374588	2429
CTI	Cabecera Teniente I	6229538	376210	2689
LC	La Cuchilla	6222538	375026	2715
QCR	Quebrada Coya Río	6228714	373032	2233
CTII	Cabecera Teniente II	6229284	375470	2480

## ANEXO C:

### Registro de las estaciones meteorológicas:

Tabla 0-3: Coordenadas de las estaciones meteorológicas.

Estación Meteorológica	Coordenadas		Elevación (msnm)
	N	E	
Sewell	6227566	372491	2160
Quebrada Coya	6231747	373850	2620
Olla Blanca	6231643	371579	2950
La huacha	6230439	375482	3025

Tabla 0-4: Promedios mensuales de los registros de la Estación Meteorológica Sewell entre los años 2014 y 2017.

Estación Meteorológica Sewell								
	Fecha	Temperatura (°C)	Humedad Relativa (%)	Presión Atmosférica (hPa)	Radiación Global Horizontal (W/m <sup>2</sup> )	Velocidad del viento (m/s)	Dirección de viento (grados)	Lluvia acumulada (mm)
2014	Junio	30,62	41,12	NaN	74,89	1,86	107,78	0,000
	Julio	32,88	39,03	NaN	81,63	1,92	116,65	0,000
	Agosto	33,34	31,84	NaN	130,96	2,04	121,79	0,000
	Septiembre	34,76	54,29	NaN	131,24	1,80	154,76	0,001
	Octubre	37,59	39,06	NaN	234,22	2,04	171,33	0,000
	Noviembre	36,19	45,15	NaN	252,49	2,09	184,95	0,000
	Diciembre	36,84	47,54	NaN	268,45	2,15	180,57	0,000

2015	Enero	NaN	38,26	NaN	301,90	2,26	175,72	0,000
	Febrero	NaN	43,83	NaN	240,85	2,04	174,47	0,000
	Marzo	38,90	37,87	NaN	221,91	1,98	157,93	0,000
	Abril	39,31	26,31	NaN	159,06	1,89	139,13	0,000
	Mayo	36,13	33,65	NaN	112,25	1,62	126,99	0,001
	Junio							
	Julio	4,16	51,30	780,86	75,47	0,65	136,82	0,039
	Agosto	5,13	52,45	779,42	110,80	0,85	114,01	0,061
	Septiembre	5,54	52,59	779,96	149,88	0,83	134,21	0,018
	Octubre	6,18	57,80	779,51	200,88	0,84	166,23	0,022
	Noviembre	9,87	54,61	779,58	277,04	0,97	182,51	0,011
	Diciembre	14,67	45,96	780,04	313,32	0,96	181,45	0,009
2016	Enero	16,03	51,00	781,17	272,72	0,87	176,46	0,004
	Febrero	17,51	37,96	780,76	314,89	0,95	163,40	0,000
	Marzo	16,12	32,37	781,73	225,56	0,87	153,13	0,000
	Abril	8,57	55,10	779,75	106,55	0,82	134,45	0,238
	Mayo	7,66	53,69	780,05	74,98	0,69	118,34	0,032
	Junio	5,63	43,96	780,80	81,19	0,78	95,55	0,015
	Julio	4,70	48,48	779,40	84,27	0,81	121,04	0,011
	Agosto	7,70	38,17	781,43	131,83	0,81	125,38	0,003
	Septiembre	10,51	28,13	781,12	211,75	1,05	146,01	0,000
	Octubre	8,56	54,47	779,44	215,31	0,84	175,67	0,015
Noviembre	13,01	47,52	780,16	307,31	0,96	176,90	0,006	

	Diciembre	14,03	52,79	779,75	293,43	0,95	185,96	0,009
2017	Enero	18,48	42,86	781,28	340,33	0,92	183,43	0,000
	Febrero	15,91	51,84	780,40	262,50	0,85	172,87	0,003
	Marzo	14,22	43,04	779,81	226,52	0,91	162,87	0,000
	Abril	9,91	51,27	779,51	137,96	0,76	149,05	0,030
	Mayo	5,89	51,92	778,31	96,67	0,69	121,87	0,040
	Junio	5,30	44,07	778,52	74,53	0,83	115,59	0,028
	Julio	10,59	45,81	780,10	199,39	1,14	153,61	0,019
	Agosto	4,64	45,58	778,90	127,91	0,86	137,72	0,011
	Septiembre	6,98	50,61	779,50	172,38	0,81	155,81	0,006
	Octubre	7,88	49,56	778,66	249,50	0,85	161,86	0,015
	Noviembre	12,07	48,34	778,95	293,54	0,94	183,27	0,002
	Diciembre	15,75	41,35	779,33	338,74	0,98	180,80	0,003

Tabla 0-5: Promedios mensuales de los registros de la Estación Meteorológica Quebrada Coya durante el 2017.

<b>Estación Meteorológica Quebrada Coya</b>								
	Fecha	Temperatura (C)	Humedad Relativa (%)	Presión Atmosférica (hPa)	Radiación Global Horizontal (W/m2)	Velocidad del viento (m/s)	Dirección de viento (grados)	Lluvia acumulada (mm)
2017	Enero	24,58	29,84	951,51	152,14	NaN	NaN	0,000
	Febrero	13,13	48,16	951,01	241,54	NaN	NaN	0,004
	Marzo	11,28	40,78	NaN	222,70	NaN	NaN	0,000
	Abril	7,71	44,33	NaN	148,34	NaN	NaN	0,039

	Mayo	3,75	47,41	NaN	103,08	NaN	NaN	0,013
	Junio	2,93	42,51	NaN	75,02	NaN	NaN	0,007
	Julio	4,15	35,22	NaN	98,23	NaN	NaN	0,004
	Agosto	2,56	39,91	NaN	146,17	NaN	NaN	0,007
	Septiembre	4,75	43,44	NaN	177,92	NaN	NaN	0,005
	Octubre	5,04	40,86	NaN	244,60	NaN	NaN	0,005
	Noviembre	8,40	46,14	NaN	273,36	NaN	NaN	0,002
	Diciembre	11,90	39,59	NaN	338,92	NaN	NaN	0,003

Tabla 0-6: Promedios mensuales de los registros de la Estación Meteorológica Olla Blanca entre los años 2014 y 2017.

Estación Meteorológica Olla Blanca								
	Fecha	Temperatura (C)	Humedad Relativa (%)	Presion Atmosferica (hPa)	Radiacion Global Horizontal (W/m2)	Velocidad del viento (m/s)	Direccion de viento (grados)	Lluvia acumulada (mm)
2014	Abril		0,08	NaN	0,42	2,47	121,55	0,000
	Mayo		0,13	NaN	1,41	3,18	67,98	0,023
	Junio		0,14	NaN	0,11	3,45	80,77	0,007
	Julio		0,13	NaN	0,21	3,37	79,11	0,013
	Agosto		24,11	NaN	5,27	3,59	82,41	0,022
	Septiembre	-0,40	45,79	NaN	0,02	3,43	93,04	0,018
	Octubre	5,52	28,79	NaN	0,04	2,92	114,61	0,001
	Noviembre	5,06	33,57	NaN	0,01	2,66	141,40	0,008
	Diciembre	7,39	36,13	NaN	0,03	2,47	154,91	0,007

2015	Enero	11,22	31,53	NaN	0,07	2,25	151,16	0,000
	Febrero	9,62	37,64	NaN	0,06	2,35	136,66	0,009
	Marzo	9,97	30,59	NaN	0,09	2,23	132,61	0,048
	Abril	8,38	17,64	NaN	0,04	2,55	114,45	0,000
	Mayo	4,19	24,22	NaN	0,02	3,09	82,77	0,015
	Junio	2,74	22,21	NaN	0,01	3,08	111,81	0,001
	Julio	-1,03	41,90	NaN	0,01	3,55	81,08	0,010
	Agosto	-0,42	47,13	NaN	0,02	3,76	91,30	0,022
	Septiembre	-0,19	44,14	NaN	0,00	3,55	82,94	0,033
	Octubre	0,19	44,40	NaN	0,02	3,66	87,08	0,037
	Noviembre	3,44	41,48	NaN	0,06	2,61	123,96	0,022
	Diciembre	8,18	34,18	NaN	0,14	2,58	143,54	0,008
2016	Enero	10,08	35,12	NaN	0,15	2,66	129,24	0,012
	Febrero	11,47	26,92	NaN	0,59	2,37	143,08	0,001
	Marzo	10,24	23,65	NaN	0,09	2,38	127,41	0,000
	Abril	2,13	23,21	NaN	0,84	3,43	95,08	0,322
	Mayo	1,97	0,71	NaN	0,03	3,36	66,17	0,033
	Junio	0,65	0,71	NaN	0,02	3,13	65,01	0,019
	Julio	-1,11	0,69	NaN	0,01	3,64	74,50	0,015
	Agosto	1,95	0,72	NaN	0,01	2,92	100,64	0,008
	Septiembre	4,49	0,73	NaN	0,02	2,99	89,02	0,000
	Octubre	2,57	0,71	NaN	0,07	2,80	119,24	0,016
	Noviembre	6,23	0,73	NaN	0,06	2,49	145,67	0,017

	Diciembre	8,11	0,74	NaN	0,10	2,54	149,51	0,029
2017	Enero	11,92	0,76	NaN	0,16	2,23	154,20	0,000
	Febrero	9,97	0,75	NaN	0,11	2,38	138,11	0,000
	Marzo	8,27	0,74	NaN	0,14	2,80	127,80	0,000
	Abril	4,82	0,73	NaN	0,11	2,79	108,55	0,120
	Mayo	0,69	0,71	NaN	0,06	3,20	69,44	0,040
	Junio	-0,15	0,70	NaN	0,03	3,71	78,64	0,010
	Julio	1,02	0,72	NaN	0,01	3,49	73,98	0,010
	Agosto	-0,84	0,70	NaN	0,00	3,69	68,11	0,020
	Septiembre	1,84	0,71	NaN	0,01	3,02	84,58	0,030
	Octubre	1,79	0,71	NaN	0,05	2,94	98,66	0,020
	Noviembre	5,36	0,73	NaN	0,04	2,68	131,00	0,000
	Diciembre	9,08	0,75	NaN	0,13	2,36	149,62	0,010

Tabla 0-7: Promedios mensuales de los registros de la Estación Meteorológica La Huacha entre los años 2014 y 2017.

<b>Estación Meteorológica La Huacha</b>								
	Fecha	Temperatura (°C)	Humedad Relativa (%)	Presión Atmosférica (hPa)	Radiación Global Horizontal (W/m2)	Velocidad del viento (m/s)	Dirección de viento (grados)	Lluvia acumulada (mm)
2014	Enero	10,60	49,05	643,04	297,99	4,00	144,58	0,011
	Febrero	8,54	45,26	642,05	279,11	4,47	117,65	0,000
	Marzo	6,89	43,78	642,24	205,48	4,52	109,32	0,001
	Abril	5,84	27,84	642,20	158,98	4,58	96,09	0,000

	Mayo	2,13	38,70	640,98	108,32	6,15	61,06	0,009
	Junio	-0,46	40,36	639,21	89,17	6,75	76,49	0,001
	Julio	0,09	42,13	640,53	97,91	6,07	70,83	0,004
	Agosto	2,22	33,06	641,01	146,18	6,64	61,61	0,010
	Septiembre	-0,30	53,43	638,95	152,24	6,59	42,62	0,009
	Octubre	5,61	33,90	641,51	255,37	5,55	71,18	0,000
	Noviembre	5,13	40,01	641,57	278,50	5,09	89,90	0,005
	Diciembre	7,39	47,36	641,75	305,93	4,46	111,93	0,002
2015	Enero	11,07	43,75	643,46	335,41	3,75	149,18	0,000
	Febrero	9,41	50,31	642,88	248,27	3,81	133,21	0,005
	Marzo	9,73	40,76	643,75	225,62	3,26	155,51	0,020
	Abril	8,22	23,53	643,16	177,47	4,56	102,38	0,000
	Mayo	4,30	29,08	641,72	114,65	6,25	38,15	0,002
	Junio	2,77	29,30	641,61	85,08	5,44	53,11	0,001
	Julio	-0,93	49,88	639,48	80,34	6,86	45,25	0,002
	Agosto	-0,41	55,37	638,25	116,49	6,80	68,80	0,009
	Septiembre	-0,16	52,43	639,03	172,25	6,54	46,90	0,007
	Octubre	0,25	47,70	638,60	217,29	7,25	34,74	0,008
	Noviembre	3,37	50,31	639,62	290,93	4,93	78,66	0,008
	Diciembre	8,34	42,06	641,43	323,00	5,21	78,44	0,004
2016	Enero	10,34	45,37	643,23	270,01	4,70	98,12	0,009
	Febrero	11,38	37,97	643,34	297,79	4,33	114,03	0,001
	Marzo	10,13	33,37	644,09	219,84	4,08	106,45	0,000

	Abril	3,31	55,68	640,36	115,32	6,41	47,44	0,213
	Mayo	2,06	59,15	640,43	85,58	6,86	41,09	0,013
	Junio	0,43	43,98	641,17	93,52	5,83	76,20	0,011
	Julio	-1,08	53,37	639,17	93,76	7,52	54,74	0,005
	Agosto	1,76	38,26	642,07	143,15	5,20	71,99	0,004
	Septiembre	4,16	24,13	642,58	229,27	6,32	68,82	0,000
	Octubre	2,45	55,45	640,27	216,40	5,04	88,61	0,009
	Noviembre	6,20	51,06	642,00	299,39	4,54	119,10	0,008
	Diciembre	8,17	55,60	642,20	307,24	4,48	114,68	0,018
2017	Enero	11,89	44,31	644,24	320,69	3,76	152,89	0,000
	Febrero	10,35	56,92	643,89	228,59	3,69	131,28	0,006
	Marzo	8,18	45,94	642,66	211,32	5,13	88,05	0,000
	Abril	4,84	46,05	641,59	145,75	5,03	75,98	0,068
	Mayo	0,71	50,25	639,66	105,75	5,96	81,07	0,014
	Junio	0,21	35,52	640,43	104,64	6,39	74,13	0,007
	Julio	2,29	31,45	641,58	125,51	6,66	64,63	0,003
	Agosto	-0,29	38,93	640,02	141,17	7,52	44,80	0,007
	Septiembre	1,83	43,60	641,07	176,86	5,51	71,43	0,007
	Octubre	-1,30	53,56	639,08	236,02	5,08	72,81	0,006

Tabla 0-8: Promedios diarios de temperatura, radiación global horizontal y velocidad del viento registrados en las Estaciones Meteorológicas Sewell y Quebrada Coya durante el desarrollo de la Campaña de terreno I.

Fecha	Sewell			Quebrada Coya		
	Temperatura (C)	Radiación Global Horizontal (W/m2)	Velocidad del viento (m/s)	Temperatura (C)	Radiación Global Horizontal (W/m2)	Velocidad del viento (m/s)
08-09-17	3,1	108,6	1,0	-1,5	118,5	NaN
09-09-17	-0,1	63,6	0,5	-1,5	83,3	NaN
10-09-17	-1,6	125,4	0,7	-4,1	148,7	NaN
11-09-17	3,1	142,7	0,5	0,7	160,7	NaN
12-09-17	3,0	191,4	0,6	0,8	212,0	NaN
13-09-17	0,6	156,0	0,5	-1,7	161,0	NaN
14-09-17	2,6	181,0	0,7	-0,1	157,8	NaN
15-09-17	6,8	247,4	1,0	3,6	248,1	NaN
16-09-17	14,0	249,4	0,9	11,4	250,1	NaN
17-09-17	15,2	251,3	1,1	13,0	254,9	NaN
18-09-17	15,9	246,9	1,1	13,4	245,5	NaN
19-09-17	8,8	252,3	1,2	7,5	241,1	NaN
20-09-17	3,4	248,4	0,7	2,1	245,3	NaN
21-09-17	8,8	253,1	1,0	5,9	251,6	NaN
22-09-17	11,6	254,5	1,0	8,5	246,8	NaN
23-09-17	13,3	248,3	1,0	10,1	245,6	NaN
24-09-17	10,6	218,4	0,8	8,1	199,1	NaN
25-09-17	11,8	173,6	0,7	10,0	177,5	NaN

26-09-17	11,9	101,7	0,5	10,4	95,4	NaN
27-09-17	13,2	168,4	1,1	10,7	142,2	NaN
28-09-17	10,9	122,0	0,7	7,8	95,8	NaN
29-09-17	8,8	42,5	0,7	6,0	39,3	NaN
30-09-17	2,2	55,9	0,8	-0,6	64,4	NaN
01-10-17	0,3	230,1	0,6	-3,1	223,6	NaN
02-10-17	3,3	171,5	0,7	0,4	223,6	NaN
03-10-17	8,4	283,8	0,7	5,3	283,1	NaN
04-10-17	3,9	72,3	1,1	1,0	68,0	NaN
05-10-17	2,4	198,6	0,6	-0,7	197,2	NaN
06-10-17	10,6	326,0	0,7	8,2	317,8	NaN
07-10-17	8,3	307,7	0,8	6,0	292,7	NaN
08-10-17	5,5	314,3	0,8	3,2	301,7	NaN
09-10-17	5,5	269,6	0,7	2,7	267,1	NaN
10-10-17	3,0	166,4	0,7	-0,1	204,9	NaN
11-10-17	0,9	258,2	0,7	-2,5	275,2	NaN
12-10-17	0,8	224,6	0,7	-2,5	210,8	NaN
13-10-17	7,8	319,8	1,0	4,2	310,8	NaN
14-10-17	13,8	328,2	1,1	10,1	315,2	NaN
15-10-17	13,5	316,7	1,1	9,9	310,2	NaN
16-10-17	11,0	244,9	0,9	7,9	268,9	NaN
17-10-17	10,7	178,5	0,9	8,7	157,5	NaN
18-10-17	9,2	282,8	1,0	7,2	279,8	NaN

19-10-17	13,1	284,2	0,8	10,0	268,3	NaN
20-10-17	8,5	47,5	0,6	6,5	51,9	NaN

Tabla 0-9: Promedios diarios de temperatura, radiación global horizontal y velocidad del viento registrados en las Estaciones Meteorológicas Olla Blanca y La Huacha durante el desarrollo de la Campaña de terreno I.

Olla Blanca				La Huacha		
Fecha	Temperatura (C)	Radiación Global Horizontal (W/m2)	Velocidad del viento (m/s)	Temperatura (C)	Radiación Global Horizontal (W/m2)	Velocidad del viento (m/s)
08-09-17	-1,9	NaN	4,2	-1,4	117,1	9,1
09-09-17	-3,8	NaN	3,1	-3,9	107,1	5,1
10-09-17	-7,2	NaN	1,9	-6,4	60,0	3,1
11-09-17	-2,9	NaN	2,8	-2,5	148,3	6,5
12-09-17	-1,3	NaN	1,9	-2,2	212,8	2,0
13-09-17	-3,0	NaN	2,6	-4,0	172,3	2,2
14-09-17	-3,0	NaN	2,4	-2,9	178,8	4,3
15-09-17	1,0	NaN	2,5	0,7	245,2	3,7
16-09-17	8,2	NaN	2,4	8,0	246,3	2,8
17-09-17	9,8	NaN	2,8	9,6	250,9	6,1
18-09-17	10,0	NaN	3,8	9,7	244,8	8,4
19-09-17	4,5	NaN	5,4	5,1	247,1	10,8
20-09-17	1,5	NaN	2,3	1,5	252,3	4,2
21-09-17	3,3	NaN	2,4	3,1	253,3	2,7

22-09-17	5,3	NaN	2,1	4,4	253,2	2,5
23-09-17	6,5	NaN	2,0	6,9	250,0	2,5
24-09-17	5,7	NaN	2,4	5,5	214,7	4,1
25-09-17	7,0	NaN	2,7	7,3	176,6	5,1
26-09-17	7,4	NaN	2,8	7,6	88,8	6,2
27-09-17	7,5	NaN	2,7	7,2	155,1	5,9
28-09-17	4,7	NaN	2,6	4,5	98,5	5,7
29-09-17	2,1	NaN	4,2	2,2	51,9	7,3
30-09-17	-3,4	NaN	4,6	2,2	70,1	5,9
01-10-17	-6,3	NaN	2,7	-5,9	247,2	4,4
02-10-17	-3,1	NaN	3,1	-3,4	171,4	3,7
03-10-17	1,6	NaN	3,6	1,8	280,3	6,5
04-10-17	-2,4	NaN	5,9	-2,5	67,6	6,9
05-10-17	-4,6	NaN	3,8	-3,8	210,2	7,6
06-10-17	4,6	NaN	3,2	5,3	301,8	6,9
07-10-17	3,2	NaN	2,8	3,5	292,0	5,3
08-10-17	-0,2	NaN	3,3	-0,2	301,0	5,9
09-10-17	0,5	NaN	2,0	0,5	281,8	4,0
10-10-17	-2,4	NaN	2,3	-2,4	203,9	3,6
11-10-17	-3,6	NaN	2,2	-3,5	291,8	4,6
12-10-17	-4,5	NaN	1,8	-4,9	221,4	2,9
13-10-17	1,7	NaN	2,0	-1,7	153,1	2,3
14-10-17	6,3	NaN	2,2			

15-10-17	6,8	NaN	2,8			
16-10-17	4,4	NaN	2,9			
17-10-17	4,2	NaN	3,6			
18-10-17	3,7	NaN	3,5			
19-10-17	6,3	NaN	2,5			
20-10-17	3,3	NaN	2,8			

## ANEXO D:

### Campaña 1

Tabla 0-10: Coordenadas de las estaciones nivométricas.

Estación Nivométrica	Coordenadas		Elevación (msnm)
	N	E	
Sewell	6227553	372321	2120
Adit 42	6228053	374453	2370
Joachim	6225265	373735	3030

#### Día 1, 12 de septiembre:

Se visitaron 2 puntos de control: Curva el espejo y Qda. Coya. En los cuales se realizaron calicatas desde la superficie hasta la base del manto de nieve, se tomaron mediciones de altura total de nieve, espesor y densidad de cada nivel de nieve y se recolectaron muestras de cada unidad del perfil para análisis de isotópico.

- *Curva del espejo (10:00 Hrs)*

Se distinguen a lo menos 3 niveles de nieve (Imagen 1), de los que se obtuvieron las muestras *DIP1M1*, *DIP1M1D*, *DIP1M2*, *DIP1M3* y *DAP1M4*.



Imagen 1: Perfil del manto de nieve en la Curva del espejo.

A continuación, se presenta la información recabada en terreno:

Tabla 0-11: Hora de muestreo y altura del manto de nieve

<b>Hora [Hrs]</b>	10:00
<b>H M3 [cm]</b>	5
<b>H M4 [cm]</b>	31
<b>H M5 [cm]</b>	10
<b>H Total [cm]</b>	46

Tabla 0-12: Densidad del nivel superficial de nieve en el punto Curva del espejo.

<b>P1 Curva del Espejo</b>			
	<b>Vol [m3]</b>	<b>Masa [Kg]</b>	<b>Den [Kg/m3]</b>
<b>M3</b>	0,000475	0,119	250,52
	0,000475	0,091	191,58
	0,000475	0,107	225,26
		<b>Promedio</b>	222,45

- **Qda. Coya (12:00 Hrs)**

En el perfil realizado en el punto Qda. Coya se observaron 4 niveles distintos de nieve (Imagen 2). A partir de los que se tomaron las muestras *DIP2M1B1*, *DIP2M1B2*, *DIP2M2*, *DIP2M3* y *DIP2M4*.



Imagen 2: Perfil con escala del manto de nieve en el punto QC.

A continuación, se presenta la información recabada en terreno:

Tabla 0-13: Hora de muestreo y altura del manto de nieve.

<b>Hora [Hrs]</b>	12:00
<b>H M3 [cm]</b>	7
<b>H M4 [cm]</b>	15
<b>H M5 [cm]</b>	18
<b>H M6 [cm]</b>	32
<b>H Total [cm]</b>	72

Tabla 0-14: Densidad para cada nivel de nieve en el punto Qda. Coya.

<b>P2 Qda. Coya</b>			
	<b>Vol [m3]</b>	<b>Masa [Kg]</b>	<b>Den [Kg/m3]</b>
<b>M3</b>	0,00135	0,275	203,70
<b>M4</b>	0,00264	0,796	301,09
	0,00264	0,8	302,60
		<b>Promedio</b>	301,84
<b>M5</b>	0,00248	0,917	370,51
	0,00184	0,843	459,15
		<b>Promedio</b>	414,83
<b>M6</b>	0,00138	0,638	462,39
	0,00191	0,837	437,65
		<b>Promedio</b>	449,98

## Día 2, 13 de septiembre:

Se visitaron 3 puntos de control: Botadero Cráter Norte, La Cuchilla y Joachim. A partir de los que se recolectaron las muestras de nieve para análisis isotópico  $D2P3M1$ ,  $D2P4M1$  y  $D2P5M1$ .

- **Joachim (16:00 Hrs)**

A continuación, se presentan las densidades de nieve del estrato superficial, correspondiente a la nieve caída durante el último evento de precipitación sólida:

Tabla 0-15: Densidad del nivel superior de nieve en el punto Joachim.

<b>P5 Joachim</b>			
	<b>Vol [m3]</b>	<b>Masa [Kg]</b>	<b>Den [Kg/m3]</b>
<b>M3</b>	0,00191	0,463	242,09
	0,00122	0,342	279,41
	0,00101	0,29	287,70
		<b>Promedio</b>	269,73

## Día 3, 26 de septiembre:

Se visitaron 3 puntos de control: Botadero Cráter Norte, La Cuchilla y Joachim, en los que se tomaron las muestras *D3P3M1*, *D3P4M1*, *D3P5M1,1* y *D3P5M1,2* para realizar análisis de isótopos estables de agua.

- *Botadero Cráter Norte (11:00 Hrs)*



Imagen 3: Fotografía del panel de nieve retirado y de la muestra D3P3M1 tomada en el punto Botadero Cráter Norte.

La siguiente tabla muestra los valores de densidad obtenidos para el nivel superficial de nieve M3:

Tabla 0-16: Densidad del nivel superficial de nieve en el Punto Botadero Cráter Norte.

<b>P3 Botadero Cráter N</b>			
	<b>Vol [m3]</b>	<b>Masa [Kg]</b>	<b>Den [Kg/m3]</b>
<b>M3</b>	0,00156	0,697	446,79

- **La Cuchilla (11:40 Hrs)**

En la Imagen 4 a) se observa el sector de La Cuchilla antes de realizar las mediciones y a su derecha en la Imagen 4 b) la muestra de nieve tomada en el punto La Cuchilla (*D3P4MI*).



Imagen 4: a) Punto de control antes de ser intervenido. b) Panel de nieve retirado y la muestra tomada en el punto La Cuchilla.

La siguiente tabla presenta los valores de densidad obtenidos para el nivel superficial de nieve:

Tabla 0-17: Densidad del nivel superficial de nieve en el punto La Cuchilla

<b>P4: La cuchilla</b>			
	<b>Vol [m3]</b>	<b>Masa Kg]</b>	<b>Den [Kg/m3]</b>
<b>M3</b>	0,0011	0,354	337,14

- *Joachim (12:00 Hrs)*

En el presente punto de control se tomaron las muestras *D3P5M1,1* Y *D3P5M1,2*. En la Imagen 5 b) se puede observar el espesor de nieve retirado de la superficie del manto para el estudio de isótopos estables de agua, el cual es de aproximadamente 2 cm.



Imagen 5: a) Panel de nieve retirado y su muestra correspondiente, punto de control Joachim. b) Fotografía del espesor de manto retirado para el estudio isotópico de muestras tipo S (2cm. Aprox.).

La siguiente tabla muestra los valores de densidad obtenidos para el nivel superficial de nieve:

Tabla 0-18: Densidad del nivel superficial de nieve en el punto de control Joachim.

<b>P5 Joachim</b>			
	<b>Vol [m3]</b>	<b>Masa [Kg]</b>	<b>Den [Kg/m3]</b>
<b>M3</b>	0,00094	0,521	555,73

## Día 4, 27 de septiembre:

Durante el terreno se visitaron 2 puntos de control: Curva del espejo y Qda. Coya, en el que instalaron colectores de nieve fresca para el evento pronosticado para los días 29 y 30 de septiembre. De acuerdo al pronóstico meteorológico precipitarán alrededor de 50 cm en la estación nivométrica de Joachim. Además, se obtuvieron las muestras *D4P1M1* y *D4P2M2*.

- *Curva del espejo (14:30 Hrs)*

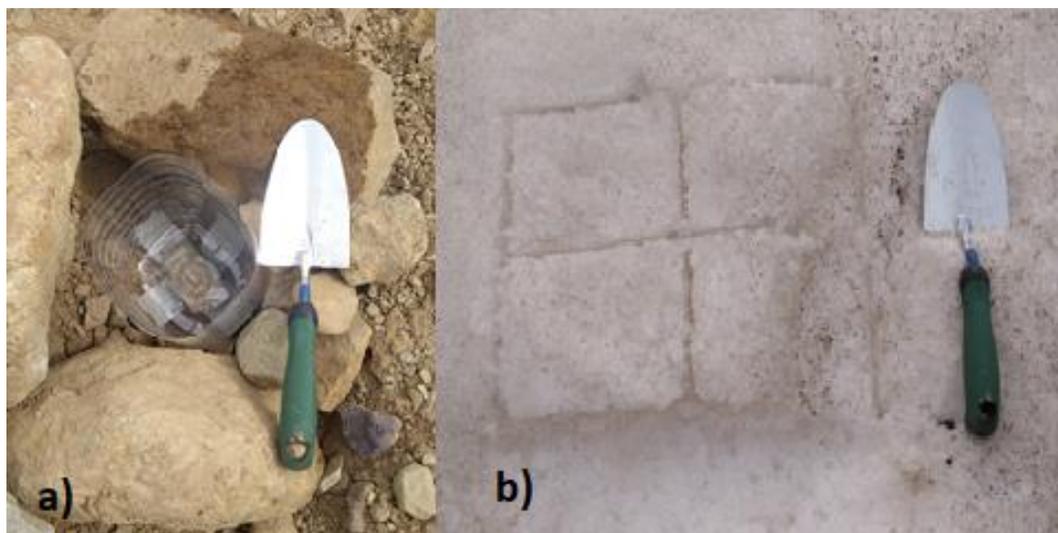


Imagen 6: a) Fotografía del colector instalado para capturar nieve fresca. b) Panel de nieve por retirar para análisis isotópico.

- *Qda. Coya (15:03 Hrs)*



Imagen 7: a) Fotografía del colector instalado para capturar nieve fresca. b) Panel de nieve retirada y su muestra correspondiente, punto de control QC.

## Día 5, 30 de septiembre:

El equipo de Mountain Safety tomó 3 muestras de nieve fresca durante el evento de precipitación en dos de los puntos de muestreo, estos coinciden con dos de sus estaciones nivométricas; Adit 42 y Joachim. Los códigos de las muestras obtenidas son *D5P6NF*, *D5P5NF1*.



Imagen 8: Fotografía de una de las plataformas de medición de nieve caída de la estación nivométrica Joachim

## Día 6, 03 de octubre:

Se visitaron los 6 puntos de muestreo, en cada uno de ellos se tomaron muestras de nieve fresca y nieve expuesta para análisis isotópico, además, se realizaron mediciones de altura y densidad de nieve. Los códigos de las muestras obtenidas son *D6P1S*, *D6P1NF*, *D6P1NFD*, *D6P2S*, *D6P2NF*, *D6P3S*, *D6P3NF*, *D6P4S*, *D6P4NF*, *D6P5S*, *D6P5NF*, *D6P6S* y *D6P6NF*.

- *Curva del espejo (09:50 Hrs)*

A continuación, se presenta la información recabada en terreno:

Tabla 0-19: Hora de muestreo y altura de nieve.

Hora [Hrs]	9:50
H M1 [cm]	12

Tabla 0-20: Densidad del nivel superficial de nieve en el punto Curva del Espejo.

P1 Curva del Espejo			
	Vol [m3]	Masa [Kg]	Den [Kg/m3]
M2	0,0010	0,338	333,33
	0,0012	0,394	333,05
	0,0010	0,327	322,49
		<b>Promedio</b>	329,62

- *Qda. Coya (14:15 Hrs)*



Imagen 9: Bloque de nieve masado para el cálculo de su densidad.

A continuación, se presenta la información recabada en terreno:

Tabla 0-21: Hora de muestreo y altura de nieve.

<b>Hora [Hrs]</b>	14:15
<b>hM1 [cm]</b>	19

Tabla 0-22: Densidad del manto de nieve en el punto QC.

<b>P2 Qda. Coya</b>			
	<b>Vol [m3]</b>	<b>Masa [Kg]</b>	<b>Den [Kg/m3]</b>
<b>M2</b>	0,00152	0,488	320,84
	0,00154	0,525	341,13
	0,00144	0,522	363,38
		<b>Promedio</b>	341,79

- *Botadero Cráter Norte (11:45 Hrs)*



Imagen 10: Muestra de nieve obtenida en el punto Botadero Cráter Norte y el panel del cual se extrajo el material.

A continuación, se presenta la información recabada en terreno:

Tabla 0-23: Hora de muestreo y altura de los niveles de nieve.

<b>Hora [Hrs]</b>	11:15
<b>H M1 [cm]</b>	29
<b>H M2 [cm]</b>	37
<b>H Total [cm]</b>	66

Tabla 0-24: Densidad del nivel superficial de nieve en el punto Botadero Cráter Norte.

<b>P3 Botadero Cráter N</b>			
	<b>Vol [m3]</b>	<b>Masa [Kg]</b>	<b>Den [Kg/m3]</b>
<b>M2</b>	0,00182	0,296	162,64
	0,00151	0,29	191,80
	0,00138	0,242	175,74
		<b>Promedio</b>	176,73

- **La Cuchilla (12:00 Hrs)**

A continuación, se presenta la información recabada en terreno:

Tabla 0-25: Hora de muestreo y altura del manto de nieve.

<b>Hora [Hrs]</b>	12:00
<b>H M1 [cm]</b>	46

Tabla 0-26: Densidad del nivel superficial de nieve en el punto La Cuchilla.

<b>P4: La Cuchilla</b>			
	<b>Vol [m3]</b>	<b>Masa [Kg]</b>	<b>Den [Kg/m3]</b>
<b>M2</b>	0,00144	0,302	209,72
	0,001377	0,257	186,64
	0,001425	0,262	183,86
		<b>Promedio</b>	193,41

- **Joachim (12:45 Hrs)**



Imagen 11: Espesor del manto de nieve en el punto Joachim.

A continuación, se presenta la información recabada en terreno:

Tabla 0-27: Hora de muestreo y altura del manto de nieve.

<b>Hora [Hrs]</b>	12:45
<b>hM1 [cm]</b>	31

Tabla 0-28: Densidad del manto de nieve en el punto Joachim.

<b>P5: Joachim</b>			
	<b>Vol [m3]</b>	<b>Masa [Kg]</b>	<b>Den [Kg/m3]</b>
<b>M2</b>	0,00160	0,471	295,11
	0,00151	0,457	302,25
		<b>Promedio</b>	298,68

- **Adit 42 (10:30)**



Imagen 12: Cuadrículas de las que se retiran los 2 cm. superficiales de nieve para estudio isotópico.

A continuación, se presenta la información recabada en terreno:

Tabla 0-29: Hora de muestreo y altura del manto de nieve.

<b>Hora [Hrs]</b>	10:30
<b>H M1 [cm]</b>	16

Tabla 0-30: Densidad del manto de nieve en el punto Adit 42.

<b>P6: Adit 42</b>			
	<b>Vol [m3]</b>	<b>Masa [Kg]</b>	<b>Den [Kg/m3]</b>
<b>M2</b>	0,00125	0,369	295,67
	0,00130	0,418	321,54
	0,00122	0,379	310,97
		<b>Promedio</b>	309,40

## Día 7, 11 de octubre:

Se visitaron los 6 puntos de muestreo, en cada uno de ellos se recolectaron muestras de nieve expuesta para análisis de isotópico, además, se realizaron mediciones de altura y densidad de nieve. Los códigos de las muestras obtenidas son *D7P1S*, *D7P2S*, *D7P2SD*, *D7P3S*, *D7P4S*, *D7P5S* y *D7P6S*.

- *Curva del espejo (09:40 Hrs)*



Imagen 13: Testigo de nieve.

A continuación, se presenta la información recabada en terreno:

Tabla 0-31: Hora de muestreo y altura del manto de nieve.

<b>Hora [Hrs]</b>	9:40
<b>hM1 [cm]</b>	14

Tabla 0-32: Densidad del manto de nieve en el punto Curva del espejo.

<b>P1: Curva del espejo</b>			
	<b>Masa [Kg]</b>	<b>Vol [m3]</b>	<b>Den [Kg/m3]</b>
<b>M1</b>	0,186	0,0005	372
	0,184	0,0005	368
	0,182	0,0005	364
	<b>Promedio</b>		368

- *Qda. Coya (13:00 Hrs)*

A continuación, se presenta la información recabada en terreno:

Tabla 0-33: Densidad del manto de nieve en el punto Curva del espejo.

<b>Hora [Hrs]</b>	13:00
<b>H M1 [cm]</b>	10

Tabla 0-34: Densidad del manto de nieve en el punto Qda. Coya.

<b>P2: Qda. Coya</b>			
	<b>Masa [Kg]</b>	<b>Vol [m3]</b>	<b>Den [Kg/m3]</b>
<b>M1</b>	0,214	0,0005	428
	0,22	0,0005	440
	0,221	0,0005	442
	<b>Promedio</b>		436,67

- *Botadero Cráter Norte (10:23 Hrs)*



Imagen 14: Cuadrícula de la que se extrae nieve para análisis isotópico, testigo de nieve para medir densidad y recipiente plástico con la muestra colectada.

A continuación, se presenta la información recabada en terreno:

Tabla 0-35: Hora de muestreo y altura del manto de nieve.

<b>Hora [Hrs]</b>	10:23
<b>H M1 [cm]</b>	20

Tabla 0-36: Densidad del manto de nieve en el punto Botadero Cráter Norte.

<b>P3 Botadero Cráter N</b>			
	<b>Masa [Kg]</b>	<b>Vol [m3]</b>	<b>Den [Kg/m3]</b>
<b>M1</b>	0,205	0,0005	410
	0,207	0,0005	414
	0,204	0,0005	408
	<b>Promedio</b>		410,67

- *La Cuchilla (10:55 Hrs)*



Imagen 15: Espesor del manto de nieve en La Cuchilla.

A continuación, se presenta la información recabada en terreno:

Tabla 0-37: Hora de muestreo y altura del manto de nieve.

<b>Hora [Hrs]</b>	10:55
<b>H M1 [cm]</b>	14
<b>H M2 [cm]</b>	21
<b>H Total [cm]</b>	35

Tabla 0-38: Densidad del manto de nieve en el punto La Cuchilla.

<b>P4: La Cuchilla</b>			
	<b>Masa [Kg]</b>	<b>Vol [m3]</b>	<b>Den [Kg/m3]</b>
<b>M1</b>	0,176	0,0005	352
	0,171	0,0005	342
	0,173	0,0005	346
	<b>Promedio</b>		346,67

- **Joachim (11:20 Hrs)**

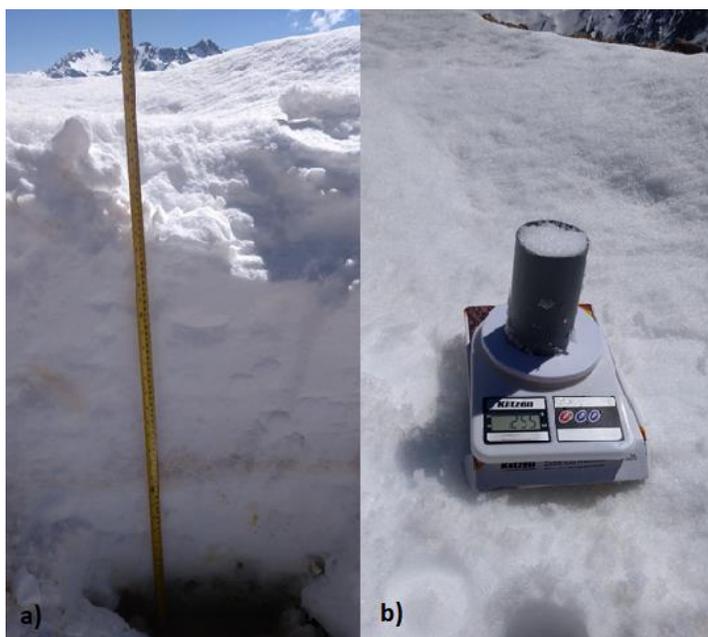


Imagen 16: a) Espesor del manto de nieve en Joachim. b) Testigo en nieve masado para el cálculo de su densidad.

A continuación, se presenta la información recabada en terreno:

Tabla 0-39: Hora de muestreo y altura del manto de nieve.

<b>Hora [Hrs]</b>	11:20
<b>H M1 [cm]</b>	63
<b>H M2 [cm]</b>	27
<b>H Total [cm]</b>	90

Tabla 0-40: Densidad del manto de nieve en el punto Joachim.

<b>P5: Joachim</b>			
	<b>Masa [Kg]</b>	<b>Vol [m3]</b>	<b>Den [Kg/m3]</b>
<b>M1</b>	0,149	0,0005	298
	0,161	0,0005	322
	0,154	0,0005	308
	<b>Promedio</b>		309,33

- *Adit 42 (09:58 Hrs)*



Imagen 17: Espesor del manto de nieve en la estación del Adit 42.

A continuación, se presenta la información recabada en terreno:

Tabla 0-41: Hora de muestreo y altura del manto de nieve.

<b>Hora [Hrs]</b>	9:58
<b>hM1 [cm]</b>	7,5

Tabla 0-42: Hora de muestreo y altura del manto de nieve.

<b>P6 Adit 42</b>			
	<b>Masa [Kg]</b>	<b>Vol [m3]</b>	<b>Den [Kg/m3]</b>
<b>M1</b>	0,187	0,0005	374
	0,189	0,0005	378
	0,188	0,0005	376
	<b>Promedio</b>		376

## Día 8, 17 de octubre:

Se visitaron 4 de los puntos de control: Curva del espejo, Qda. Coya., Botadero Cráter Norte y Adit 42. Se recolectaron muestras de nieve tipo S, cuyos códigos son *D8P1S*, *D8P2S*, *D8P3S* y *D8P3SD*. Además, se realizaron mediciones de altura y densidad del manto de nieve en cada punto.

- *Curva del espejo (10:05 Hrs)*



Imagen 18: Colector de testigos, el panel del cual se extrajo el material y un testigo de nieve antes de ser extraído.

A continuación, se presenta la información recabada en terreno:

Tabla 0-43: Hora de muestreo y altura del manto de nieve.

<b>Hora [Hrs]</b>	10:05
<b>H M1 [cm]</b>	34

Tabla 0-44: Densidad del manto de nieve en el punto Curva del espejo.

<b>P1 Curva del Espejo</b>			
	<b>Masa [Kg]</b>	<b>Vol [m3]</b>	<b>Den [Kg/m3]</b>
<b>M1</b>	0,224	0,0005	448
	0,235	0,0005	470
	0,25	0,0005	500
	<b>Promedio</b>		472,67

- *Qda. Coya (09:34 Hrs)*



Imagen 19: Colector de testigos de nieve, muestra de nieve y el panel del cual se extrajo ésta.

A continuación, se presenta la información recabada en terreno:

Tabla 0-45: Hora de muestreo y altura del manto de nieve.

<b>Hora [Hrs]</b>	9:34
<b>H M1 [cm]</b>	37

Tabla 0-46: Densidad del manto de nieve en el punto Qda. Coya.

<b>P2 Qda. Coya</b>			
	<b>Masa [Kg]</b>	<b>Vol [m3]</b>	<b>Den [Kg/m3]</b>
<b>M1</b>	0,253	0,0005	506
	0,238	0,0005	476
	0,245	0,0005	490
	<b>Promedio</b>		490,67

- **Botadero Cráter Norte (10:29 Hrs)**



Imagen 20: Muestra de nieve y el panel del cual se extrajo ésta.

A continuación, se presenta la información recabada en terreno:

Tabla 0-47: Hora de muestreo y altura del manto de nieve.

<b>Hora [Hrs]</b>	10:29
<b>H M1 [cm]</b>	13
<b>H M2 [cm]</b>	25
<b>H Total [cm]</b>	38

Tabla 0-48: Densidad del manto de nieve en el punto Botadero Cráter Norte.

<b>P3 Botadero Cráter N</b>			
	<b>Masa [Kg]</b>	<b>Vol [m3]</b>	<b>Den [Kg/m3]</b>
<b>M1</b>	0,266	0,0005	532
	0,268	0,0005	536
	0,269	0,0005	538
	<b>Promedio</b>		535,33

- **Adit 42 (10:43 Hrs)**

Como se puede observar en la Imagen 21 la zona del punto de muestreo no presenta cobertura nival. Las plataformas de la estación nivométrica se encuentran vacías.



Imagen 21: Estación nivométrica Adit 42.

## Día 9, 19 de octubre:

Se visitaron 2 de los puntos de control: La Cuchilla y Joachim. Se recolectaron muestras de nieve de tipo S, cuyos códigos son *D9P4S*, *D9P5S* y *D9P5SD*. Además, se realizaron mediciones de altura y densidad del manto de nieve en cada punto.

- *La Cuchilla (13:15 Hrs)*



Imagen 22: Testigo de nieve antes de ser extraído.

A continuación, se presenta la información recabada en terreno:

Tabla 0-49: Hora de muestreo y altura del manto de nieve.

Hora [Hrs]	13:15
H M1 [cm]	20

Tabla 0-50: Densidad del manto de nieve en La Cuchilla.

P4 La Cuchilla			
	Masa [Kg]	Vol [m3]	Den [Kg/m3]
M1	0,238	0,0005	476
	0,252	0,0005	504
	0,245	0,0005	490
	<b>Promedio</b>		490

- *Joachim (13:28 Hrs)*



Imagen 23: a) Espesor del manto de nieve en Joachim. b) Testigo de nieve siendo masado.

A continuación, se presenta la información recabada en terreno:

Tabla 0-51: Hora de muestreo y altura del manto de nieve.

<b>Hora [Hrs]</b>	13:28
<b>H M1 [cm]</b>	44

Tabla 0-52: Densidad del manto de nieve en el punto Joachim.

<b>P5 Joachim</b>			
	<b>Masa [Kg]</b>	<b>Vol [m3]</b>	<b>Den [Kg/m3]</b>
<b>M1</b>	0,221	0,0005	442
	0,223	0,0005	446
	0,225	0,0005	450
	<b>Promedio</b>		446

Tabla 0-53: Tabla de resumen de las muestras recolectadas en la Campaña 1.

<b>Nº</b>	<b>Punto</b>	<b>Fecha</b>	<b>ID Muestra</b>
<b>P1</b>	<b>Curva del espejo (CE)</b>	12-sept	D1P1M1
			D1P1M1D
			D1P1M2
			D1P1M3
			D1P1M4
		27-sept	D4P1M1
		03-oct	D6P1S
			D6P1NF
			D6P1NFD
		11-oct	D7P1S
17-oct	D8P1S		
<b>P2</b>	<b>Qda. Coya (QC)</b>	12-sept	D1P2M1B1
			D1P2M1B2
			D1P2M2
			D1P2M3
			D1P2M4
		27-sept	D4P2M1
		03-oct	D6P2S
			D6P2NF
		11-oct	D7P2S
			D7P2SD
17-oct	D8P2S		
<b>P3</b>	<b>Botadero Cráter N (BCN)</b>	13-sept	D2P3M1
		26-sept	D3P3M1
		03-oct	D6P3S
			D6P3NF
		11-oct	D7P3S

		17-oct	D8P3S
			D8P3SD
<b>P4</b>	<b>La Cuchilla (LC)</b>	13-sept	D2P4M1
		26-sept	D3P4M1
		03-oct	D6P4S
			D6P4NF
		11-oct	D7P4S
		19-oct	D9P4S
<b>P5</b>	<b>Joachim (JO)</b>	13-sept	D2P5M1
		26-sept	D3P5M1,1
			D3P5M1,2
		30-sept	D5P5NF1
			D5P5NF2
		03-oct	D6P5S
			D6P5NF
		11-oct	D7P5S
		19-oct	D9P5S
D9P5SD			
<b>P6</b>	<b>Adit 42 (A42)</b>	30-sept	D5P6NF
		03-oct	D6P6S
			D6P6NF
		11-oct	D7P6S