

## **PERMAFROST EN LOS ANDES DEL SUR: GLACIARES ROCOSOS EN LA REGIÓN SEMIÁRIDA DE CHILE Y SU IMPORTANCIA COMO RECURSO HÍDRICO**

**Francisco J. Ferrando A.**

Depto. de Geografía, F.A.U., Univ. De Chile  
Marcoleta 250. Santiago, Chile.  
FAX: 56-2-6783089. E-mail: [fferrand@uchile.cl](mailto:fferrand@uchile.cl)

**María Victoria Soto Bäuerle**

Depto. de Geografía, Universidad de Chile. [mvsoto@uchile.cl](mailto:mvsoto@uchile.cl)

**Rosemari Vieira**

Depto. de Geografia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil.  
[rosemary.vieira@ufrgs.br](mailto:rosemary.vieira@ufrgs.br)

**Heiner Lange**

Ingeniero en Geodesia, Universidad de Chile.

**Jorge Quinteros Mira**

Técnico Hidráulico - MOPTT

**José Araos**

Licenciado en Geografía, Universidad de Chile.

### **INTRODUCCIÓN**

Mientras en el pasado el permafrost parece haber cubierto la Patagonia y ciertas montañas extra andinas, hoy en día en sudamérica este sólo se encuentra en la Cordillera de Los Andes (Etzelmüller & Hoelzle, 2001). No se sabe exactamente que superficie cubre aunque en las montañas de sudamerica podrían existir unos 270.000 Km<sup>2</sup> (Haeberli *et al*, 1998). También se carece de datos acerca de sus características, así como de registros térmicos de períodos extensos en dichas regiones.

Según Schrott (1994-1996), a los 30° de latitud sur, en los Andes los glaciares rocosos activos son indicadores de la ocurrencia de permafrost discontinuo por sobre los 4000 m.s.n.m. , y de permafrost continuo sobre los 5200 m.s.n.m.

Estos glaciares rocosos han sido sistemáticamente excluidos tanto de los estudios de glaciares de Chile así como de los balances hídricos. El proyecto del cual forma parte este trabajo procura llenar un vacío en la información existente sobre estos recursos hídricos a nivel local, bajo las hipótesis que constituyen fuentes aportantes a los sistemas fluviales de origen andino. De hecho, se estima que los caudales perennes de algunos ríos del semiárido de Chile se explican, en gran medida, por la existencia de estos cuerpos de hielo en el subsuelo u ocupando el espacio poroso de diferentes tipos de formas deposicionales (Ferrando, 1991).

Para el mapeo geomorfológico existen dos hechos principales que constituyen un indicador morfológico válido de la presencia de permafrost: a) Depósitos detríticos gruesos, los cuales reptan producto de estar saturados por hielo intersticial (ej. Glaciares rocosos), y b) Cuerpos de hielo que se presentan cubiertos o enterrados por un manto detrítico más espeso que la capa activa en el área, por lo que se encuentran

protegidos de la fusión, al menos en parte, resultando una morfología prominente sobre su entorno (ej.: ground ice, thermo-karst).

Aunque se plantea que el permafrost es un *sistema térmico* con una baja reacción ante las fuerzas climáticas, no cabe duda que el presente estado y la dinámica del permafrost es influenciado principalmente por condiciones climáticas y, secundariamente, por el impacto indirecto de las acciones antrópicas. (mod. de Osterkamp 1983, Osterkamp & Romanovsky 1999).

En relación con el cambio climático, especial atención esta siendo otorgada a los procesos de laderas tales como debris flows, dado que la frecuencia de estos eventos es probable que se incremente con el derretimiento del permafrost, aumentándose el nivel de amenaza (hazard) y el riesgo de daños en el espacio construido.

El conocimiento del permafrost es también un antecedente importante para la aplicación práctica en temas como la construcción en ambientes de montaña y para el desarrollo de asentamientos humanos.

En la región semi-árida de Chile, el derretimiento de los glaciares y de los sectores de permafrost, debido al calentamiento global, traerá como consecuencia una disminución gradual de los aportes de agua de fusión al drenaje superficial en el tiempo. La pérdida de estos recursos hídricos conlleva múltiples efectos negativos, por lo que el mapeo del permafrost de los Andes puede tener un impacto positivo inmediato en diferentes áreas aplicadas

Localmente, este fenómeno tiene directa relación con la ocurrencia de vegas, importante fuente de forraje *in situ* para el ganado trashumante (veranadas), asegurando el sustento de este y de los grupos sociales que de él dependen, como las comunidades indígenas de la IV región.

El estudio es llevado a cabo tomando en consideración el estado del conocimiento sobre este tipo de permafrost, a lo que se agregan procesos de fotointerpretación y trabajo de campo con uso de GPS, teodolito, molinete hidráulico y gravímetro. Entre otros métodos, la gravimetría ha sido exitosamente aplicada en el glaciar rocoso de Murtèl-Corvatsch en Suiza (Vonder Mùhll 1993, Vonder Mùhll & Klingele 1994) y en Alaska (Kawasaki et al. 1983) para determinar la presencia de hielo en el subsuelo.

A escala local, la topografía y la nieve son los factores principales que gobiernan la distribución del permafrost. La topografía influye en la entrada de radiación potencial

(exposición solar), mientras que el espesor de la nieve influencia la transferencia de calor en la superficie del suelo. En los Andes áridos y semiáridos de Chile y Argentina la distribución del permafrost está significativamente influenciada por la radiación solar (condiciones topo-climáticas) (Schrott 1991, Schrott 1994, Schrott 1998).

En este contexto se exponen los resultados de un proyecto de investigación orientado a estudiar los glaciares rocosos existentes en la Quebrada Angosta (30°42' S.; 70°23' W), cuenca del Río Limari, en el contexto del permafrost existente en la Cordillera de Los Andes de la región semiárida de Chile.

## **CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO**

### **- Aspectos geomorfológicos y tipos de glaciares rocosos**

El sistema de glaciares rocosos en estudio se inserta en un paisaje conformado por sistemas de vertientes de gran altura, cuyas cimas sobrepasan los 4000 msnm, con un fuerte predominio de las estructuras rocosas aflorantes en potentes estratos rocosos, configurando pequeños y estrechos valles de altura. Las cabeceras de estas cuencas están en general asociadas a circos glaciales con lobulaciones en las secciones proximales, depósitos de morrenas laterales y zonas de vegas en la sección media, asociadas a los procesos de outwash. (Soto et al, 2002)

Este paisaje de alta montaña o periglacial de altura es el resultado de la acción de agentes exógenos cuaternarios (sistema glacial y periglacial) y del modelado posterior asociado a la interacción del sistema periglacial con la erosión hídrica. Como condicionantes y guías de la efectividad de los procesos exógenos se reconoce la predominancia de rocas granitoides de edad paleozoico-triásico, las que se presentan densamente afectadas por fallas y fracturas, a consecuencia de lo cual se advierte una gran rugosidad topográfica.

La abundancia de conos coluviales que se generan a partir de los farellones rocosos, y su coalescencia lateral, contribuye a dar forma a importantes y potentes depósitos de talud, cuya morfodinámica actual es relevante a la hora de analizar la dinámica de los glaciares rocosos de tipo periglacial.

El análisis de las morfologías que conforman el sistema de glaciares rocosos de Quebrada Angosta está en estrecha relación con la presencia de un conjunto de morfologías asociadas con las que conforman un sistema de carácter compuesto y complejo, constituyéndose en un *continuum* de procesos glaciares, periglaciares y de

talud. En el área de estudio se han reconocido los siguientes tipos de glaciares rocosos: (Ferrando, 2002).

- Glaciares rocosos fósiles o inactivos
- Dos tipos de Glaciares rocosos de talud, y
- Glaciares rocosos lobulados de talud activos.

Además, existen en el sector microformas asociadas como depresiones postfrontales, lagunas supraglaciarias y charcos o laminas de agua correspondientes a formas de fusión proglaciales.

- **Glaciares rocosos fósiles o inactivos:** Este depósito presenta una clara forma de lengua, con un perfil transversal ligeramente convexo y ondulado, producto de una serie de cordones y surcos longitudinales, paralelos al eje del valle. El frente de esta forma sedimentaria, aunque con pendiente fuerte pero inferior al ángulo de reposo de los taludes, presenta una transición redondeada hacia la superficie del mismo.

Los materiales detríticos que lo conforman se presentan intemperizados, observándose el desarrollo de una matriz arcillosa bajo la superficie, la que cementa los sedimentos más gruesos. Al examinar los materiales detríticos superficiales queda en evidencia su prolongada inactividad producto del diferencial estado de rubefacción entre la cara expuesta y aquella en contacto con el depósito. Esta característica, la cual también es común a los conjuntos de bloques que se observan en la superficie de la lengua, indica que estos no han sido volcados o cambiados de posición por un largo período.

También se observan pequeñas depresiones que serían resultado del colapso de los materiales del depósito por derretimiento de núcleos de hielo subsuperficiales de escasas dimensiones. Otro indicador de estabilidad de este glaciar rocoso corresponde a los aportes laterales de material coluvial, el que localmente se sobrepone a los bordes externos de la lengua.

- **Glaciares rocosos de talud:** En el área de estudio se distinguen dos tipos de glaciares rocosos de talud, ambos desarrollados en la parte inferior de la ladera de umbría de la Quebrada Angosta y con su eje perpendicular al del valle principal.

Los más activos presentan forma de lengua de poca extensión y perfil longitudinal concavo con tendencia a la horizontalidad cerca del frente, sección donde algunos suelen desarrollar pequeñas depresiones ocupadas estacionalmente por nieve en

invierno y por lagunas en primavera. Otros presentan perfiles rectilíneos con pendientes algo más pronunciadas.

El lóbulo frontal de la lengua termina en una ruptura de pendiente que da paso a un talud de material detrítico generalmente más fino que aquel que presenta el glaciar rocoso en su superficie.

En relación con la presencia de bloques, estos se distribuyen en forma aleatoria tanto en superficie como en el talud, aunque en algunos casos suelen acumularse en el borde superior de talud, inmediatos al sector de ruptura de pendiente.

Este tipo de glaciar rocoso de talud presenta los materiales detríticos superficiales de la parte superior con grados de intemperización que van desde mínimos (detritos sanos) hasta ligeramente oxidados en superficie (pátina de alteración). En cambio, en el frente o talud, los detritos aparecen predominantemente sanos a ligeramente rubefaccionados.

- **Glaciar Rocosos de Talud Oleado (Oleaceous Talus Rock Glacier):** Otro tipo de glaciar rocoso de talud, el que difiere morfológicamente de los anteriores, se aprecia a una altura ligeramente menor. Este presenta una superficie arrugada producto de tres ondulaciones que se desarrollan en forma de arcos de diámetro decreciente. Esta morfología presenta características morfogenéticas diferentes de los modelos llamados "Skin model" y "Slab failure model" propuestos por Johnson P. G. (1984) y por Burger K. C. (1997) respectivamente, dado que a diferencia de ondulaciones transversales de tipo compresivo, en este caso parece tratarse de oleadas sucesivas de materiales en forma superpuesta acompañadas de una reducción gradual del alcance de las mismas, probablemente por un agotamiento progresivo en la producción de material detrítico en la parte superior de la ladera, con la consiguiente reducción en la alimentación de este tipo de formas.

El grado de rubefacción superficial y la ausencia de materiales frescos en la superficie de este glaciar rocoso de talud oleado ("Oleaceous Talus Rock Glacier", como se le ha denominado en este estudio), así como ligeramente intemperizados a nivel local, indican una muy baja actividad con tendencia a la fosilización. Este tipo de glaciar rocoso de talud no aparece referenciado en la bibliografía consultada y parece tener una fuerte relación con mecanismos periglaciares de soliflucción estacional por procesos de hielo-deshielo del agua interior.

- **Glaciares rocosos lobulados de talud activos:** Otra forma particular de glaciar rocoso de talud encontrado a 3.650 m.s.n.m. es el de tipo lobulado o "Protalus" (Humlum, 1982), en cual posee la apariencia de un flujo denso que reptaba en forma masiva y lenta con el temperamiento gradual del hielo intersticial, hasta que esta suerte de cemento gélido se licúa y drena abandonando la masa detrítica cuyo espacio poroso ocupaba. En consecuencia, corresponde claramente a una forma de origen periglacial.

De allí que su forma semeje una especie de lóbulo o lengua de superficie convexa y frente y bordes laterales suaves. Este tipo de glaciar aparece identificado por Humlum (op. cit.) como un glaciar rocoso lobulado de pared o protalud lobulado ("Protalus lobe, valley wall / lobate rock glacier").

En su superficie se alternan materiales detríticos frescos con bancos de otros más intemperizados, lo cual deja en evidencia un movimiento de tipo rotacional o pseudo-rotacional, así como su estado activo.

- **Otras morfologías (Depresiones y lagunas):** De entre las morfologías de detalle que los glaciares rocosos presentan en su superficie, tanto en los con forma de lengua como especialmente en los de talud, se destacan unas depresiones desarrolladas en la zona distal de ellos. Dichas depresiones suelen resultar de una suerte de movimiento de flujo de tipo rotacional que conduce a un levantamiento del extremo de este, efecto que se proyecta radialmente.

En dichas depresiones, las cuales tienen dimensiones aproximadas de 5 a 10 metros de profundidad y entre 20 y 50 metros de extensión, se suelen producir acumulaciones nivales las que por fusión en la estación cálida aportan las aguas suficientes para la formación de pequeñas lagunas.

En el caso de los glaciares rocosos de talud activos también se presenta una situación similar, aunque la dimensión de las depresiones distales es de menor tamaño. Dada su posición en umbría y la relativamente menor temperatura superficial derivada del sustrato congelado, estos suelen acumular y mantener más tardíamente volúmenes significativos de nieve.

Estas condiciones conducen a que, avanzado el período cálido, aún se mantengan en ellos pequeñas lagunas de aguas de fusión durante primavera, las que terminan por secarse durante el verano.

## **- Características Climáticas Generales**

Según Ihl, M (1990), la región semiárida de Chile se caracteriza por presentar paisajes naturales muy contrastados debido a la alternancia de numerosos cordones montañosos separados por valles angostos, mesetas e imponentes contrafuertes cordilleranos, todo lo cual genera un mosaico de climas muy distintos en distancias muy cortas, destacando la diversidad y los contrastes al interior de la región y entre un valle y otro.

Se extiende aproximadamente entre los 30°30' y 31°30' lat. Sur, bajo predominio anticlinal la mayor parte del año, lo cual genera una fuerte subsidencia atmosférica que permite que en esta región se desarrolle una alta sequedad del aire, cielos despejados, alta radiación solar, inversión térmica y efectos advectivos de importancia.

Un rasgo característico de esta región es la alta variabilidad interanual de las precipitaciones que se manifiesta en la alternancia de años secos y lluviosos, prolongados períodos de sequía y años excepcionalmente lluviosos o años con una precipitación similar al promedio general.

En este contexto, la Alta Montaña, que se desarrolla sobre los 3.000m de altitud, corresponde al sector oriental vinculado a la Cordillera de Los Andes, que en estas latitudes presenta una apariencia bastante maciza (montes cercanos a los 6.000 m.s.n.m.), que tiende a disminuir hacia el sur, introduciendo cambios en la configuración del relieve que traen consigo modificaciones en los patrones climáticos entre los cuales destaca la desaparición completa de los climas de tundra.

En este ambiente cordillerano son comunes las temperaturas bajo 0°C, alta sequedad del aire, fuertes vientos, reducida acumulación de calor a través del año, presentándose precipitaciones en forma de nieve durante el invierno, y lluvias muy ocasionales durante el verano, por efecto de la altitud.

### **Sensor térmico y Registro de temperaturas.**

Con objeto de obtener un registro sobre el comportamiento de las temperaturas en el área de estudio se instaló un sensor térmico a los 31° 51' lat S y 70° 12' long o, a una altura aproximada de 3.934 msnm. Este corresponde a una data logger marca ACRSYSTEMS modelo Smart button, cuenta con una capacidad de registro de -20° C a + 85° C registrando las variaciones en rangos de 0.5 ° C, a intervalos de tiempo que pueden ir desde 1 a 255 minutos. El registro de datos puede ser exportado a una planilla Excel u otro programa de procesamiento estadístico.

Para efectos de registrar el comportamiento térmico el sensor se programo para almacenar esta información cada 120 minutos. La configuración del sensor permite una totalidad de 2048 lecturas, vale decir, aproximadamente 5 meses de medición.

Durante la 2ª campaña de terreno se bajaron los datos del sensor y se procedió a su reprogramación ajustando los parámetros de manera tal, que logre capturar el máximo de lecturas antes de su extracción, de esta forma se pretende obtener un registro térmico por un periodo superior a 10 meses, siendo esto un muestreo lo suficientemente confiable como para relacionarlo con el estudio de las características y comportamiento de los glaciares presentes en la zona.

### **Análisis de temperaturas registradas.**

Los registros térmicos rescatados durante la primera campaña abarcan la época de verano en la zona. Puesto que se tomaron datos cada 120 minutos se logro recolectar 1.462 lecturas.

En términos generales la mayor temperatura registrada corresponde a 25.5° C el día 29 de marzo de 2002, la menor temperatura registrada alcanzo a -5.5° C el día 04 de diciembre de 2001. La temperatura promedio para el periodo corresponde a 7.7° C.

El comportamiento de las temperaturas muestra en general una tendencia a la disminución, el análisis mensual de la temperatura indica un descenso de 8.7° C a 6.7° C, vale decir un descenso en 2° C (Tabla N° 1) la disminución en la temperatura se grafica claramente en la linea de tendencia. (Gráfico N° 1)

Las temperaturas maximas durante el periodo experiementaron un descenso desde 14,4° C a 12° C (Tabla N° 2), las temperaturas minimas se mantiene relativamente estables destacandose un brusco descenso a -5.5 ° C durante el mes de diciembre. Los promedios de temperatura diaria en general manifiestan un descenso. (Gráfico N° 2)

**Tabla N° 1: Promedio temperaturas mensuales.**

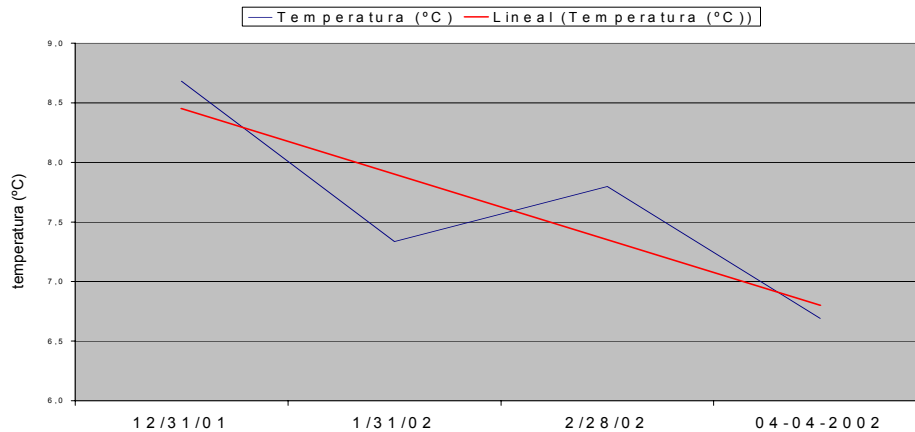
<b>Fecha</b>	<b>Temperatura (°C)</b>
12/31/01	8.7
1/31/02	7.3
2/28/02	7.8
04/04/02	6.7



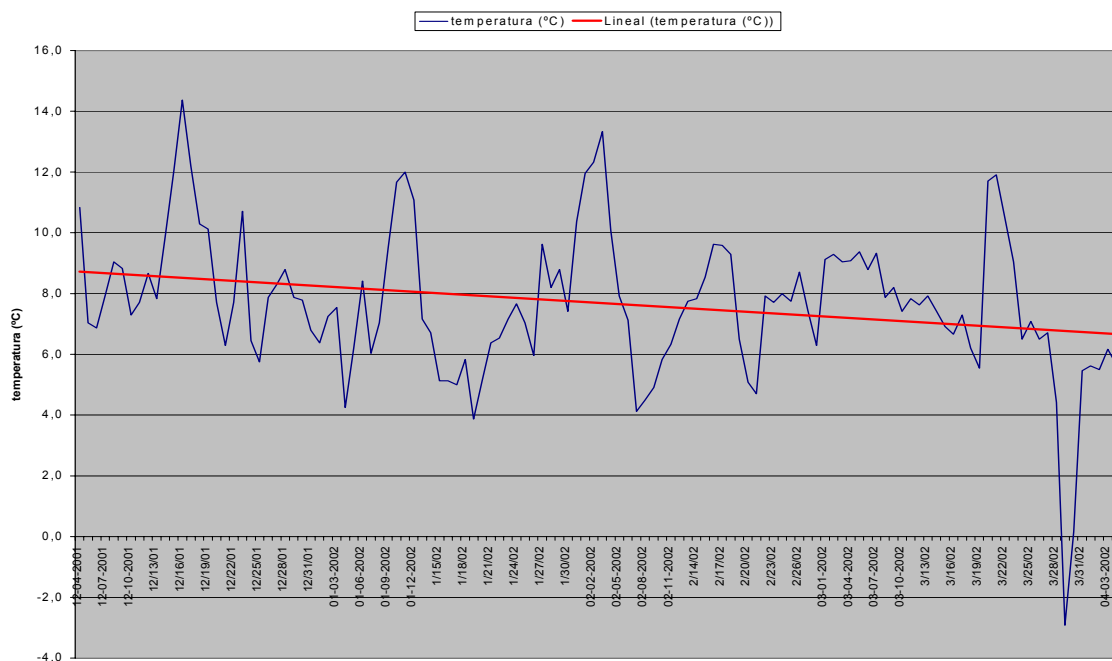
**Tabla N° 2: Promedio temperaturas diarias.**

Fecha	Temperatura (°C)	Fecha	Temperatura (°C)	Fecha	Temperatura (°C)
12/04/01	10.8	1/13/02	7.2	2/22/02	7.9
12/05/01	7.0	1/14/02	6.7	2/23/02	7.7
12/06/01	6.9	1/15/02	5.1	2/24/02	8.0
12/07/01	8.0	1/16/02	5.1	2/25/02	7.8
12/08/01	9.0	1/17/02	5.0	2/26/02	8.7
12/09/01	8.8	1/18/02	5.8	2/27/02	7.5
12/10/01	7.3	1/19/02	3.9	2/28/02	6.3
12/11/01	7.7	1/20/02	5.2	03/01/02	9.1
12/12/01	8.7	1/21/02	6.4	03/02/02	9.3
12/13/01	7.8	1/22/02	6.5	03/03/02	9.0
12/14/01	9.9	1/23/02	7.2	03/04/02	9.1
12/15/01	12.1	1/24/02	7.7	03/05/02	9.4
12/16/01	14.4	1/25/02	7.0	03/06/02	8.8
12/17/01	12.2	1/26/02	6.0	03/07/02	9.3
12/18/01	10.3	1/27/02	9.6	03/08/02	7.9
12/19/01	10.1	1/28/02	8.2	03/09/02	8.2
12/20/01	7.7	1/29/02	8.8	03/10/02	7.4
12/21/01	6.3	1/30/02	7.4	03/11/02	7.8
12/22/01	7.7	1/31/02	10.4	03/12/02	7.6
12/23/01	10.7	02/01/02	12.0	3/13/02	7.9
12/24/01	6.5	02/02/02	12.3	3/14/02	7.4
12/25/01	5.8	02/03/02	13.3	3/15/02	6.9
12/26/01	7.9	02/04/02	10.1	3/16/02	6.7
12/27/01	8.3	02/05/02	7.9	3/17/02	7.3
12/28/01	8.8	02/06/02	7.1	3/18/02	6.2
12/29/01	7.9	02/07/02	4.1	3/19/02	5.5
12/30/01	7.8	02/08/02	4.5	3/20/02	11.7
12/31/01	6.8	02/09/02	4.9	3/21/02	11.9
01/01/02	6.4	02/10/02	5.8	3/22/02	10.5
01/02/02	7.3	02/11/02	6.3	3/23/02	9.0
01/03/02	7.5	02/12/02	7.2	3/24/02	6.5
01/04/02	4.3	2/13/02	7.8	3/25/02	7.1
01/05/02	6.2	2/14/02	7.8	3/26/02	6.5
01/06/02	8.4	2/15/02	8.5	3/27/02	6.7
01/07/02	6.0	2/16/02	9.6	3/28/02	4.4
01/08/02	7.0	2/17/02	9.6	3/29/02	-2.9
01/09/02	9.5	2/18/02	9.3	3/30/02	0.2
01/10/02	11.7	2/19/02	6.5	3/31/02	5.5
01/11/02	12.0	2/20/02	5.1	04/01/02	5.6
01/12/02	11.1	2/21/02	4.7	04/02/02	5.5
				04/03/02	6.2
				04/04/02	5.7

El rescate de los registros térmicos del período Abril - Septiembre 2002 no fue posible hasta la segunda semana de Enero 2003 por razones de inaccesibilidad al lugar dada la permanencia tardía de nieve producto de un año más lluvioso que el promedio.



**Grafico N° 1: Promedio temperaturas mensuales.**



**Grafico N° 2: promedio temperaturas diarias.**

### - Rutas de Nieve

Respecto de los antecedentes climáticos entregados por las rutas de nieve, la DGA posee la Estación QUEBRADA LARGA (3500 m.s.n.m.), la cual está ubicada en la quebrada homónimaa, contigua y al E de la Qda. Angosta. Dicha estación, por su proximidad al área de estudio y por contar con una larga estadística, resulta de gran interés para el presente proyecto.

Próximo a la Ruta de Nieve “Qda. Larga” está ubicada además una estación de sensores remotos , tipo DCP de la DGA, la que cuenta con información meteorológica y un sensor de nieve (snow pillow).

La estación cuenta con una base de datos con 30 años de estadística, entre 1970 y 2000, los cuales se reflejan en los siguientes gráficos (Gráficos 3 y 4).

En el gráfico 3 o superior se observa claramente las diferencias de altura que presenta la nieve estacional entre ambas laderas, con promedios de 3.200 a 3.400 m.s.n.m. en la ladera de umbría y entre 2.600 y 2.900 m.s.n.m. en la ladera de solana.

El gráfico 4 o inferior indica lo que ocurre en la ladera sur (exposición norte o solana), donde las alturas máximas y mínimas reflejan una gran diferenciación intra-anual e interanual.

Considerado los datos de la altura de la línea de nieve de la Quebrada Larga, ubicada al este de la Quebrada Angosta, se podría inferir que el sistema de glaciares rocosos del área de estudio está dentro de los límites alcanzados por la variación de la altura de la línea de nieve y que, por lo tanto, son susceptibles a recibir aporte nivoso pese a la tendencia de ascenso de la misma durante los últimos años.

Cabe señalar que el aporte de nieve es fundamental para la generación, dinámica y evolución de los glaciares rocosos, así como del permafrost en general al cual contribuyen a alimentar con las aguas de fusión que percolan a través de las masas detríticas para volverse a congelar a profundidades variables, aspecto este último que está directamente relacionado con la ocurrencia de temperaturas lo suficientemente bajas y prolongadas como para enfriar el sustrato al punto necesario.

#### **- Registros gravimétricos**

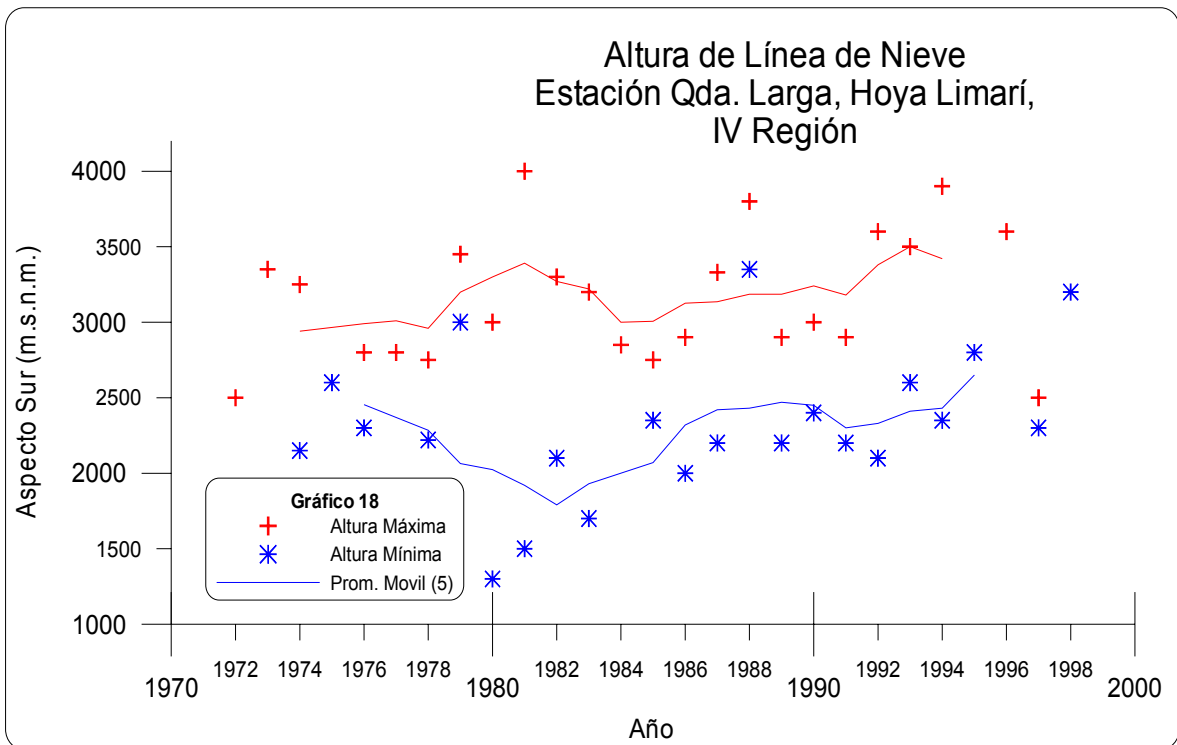
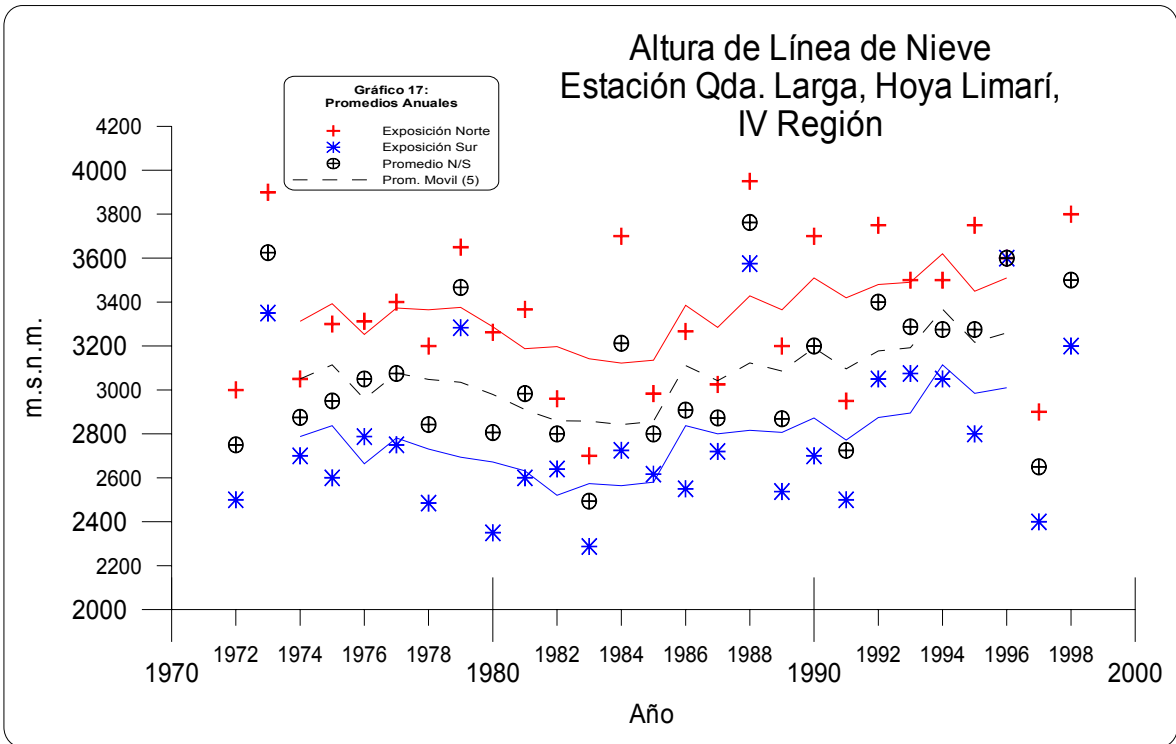
Dentro de los métodos geofísicos para caracterizar y mapear el permafrost en áreas de montañas, se recomienda el uso de instrumentos especializados para establecer anomalías gravimétricas que permitan establecer la presencia de hielo en el subsuelo.

El método gravimétrico consiste en determinar el espesor del hielo a partir de la deficiencia de la componente vertical de la aceleración de gravedad observada sobre un glaciar. Esta deficiencia se origina debido a la menor densidad del hielo ( $0.9 \text{ gr/cm}^3$ ) con respecto a la roca subyacente (aproximadamente  $2.7 \text{ gr/cm}^3$ ).

### Gráficos 3 y 4.

#### Ruta de Nieve Qda. Larga C. 3.500.

Gráfico de variaciones altimétricas de la Línea de Nieves entre 1970 y 2000.



Para convertir valores de gravedad observada a espesores de hielo, es necesario en primer lugar llevar todos estos valores a un plano de referencia común, generalmente el nivel medio del mar, obteniendo de esta manera anomalías de gravedad, o anomalías “de Bouguer” sobre el hielo. Al mismo tiempo, es preciso medir la gravedad en los afloramientos de roca aledaños al glaciar, con cuyos datos se determina la anomalía regional de Bouguer. La diferencia entre las anomalías de Bouguer entre la roca y el hielo resultan en anomalías residuales debidas al hielo, a partir de las cuales se aplica un modelo, o método inverso para estimar el espesor del glaciar que origina tales anomalías.

Las ventajas del método gravimétrico son sus facilidades logísticas y su capacidad de penetración virtualmente ilimitada para determinar espesores de hielo. Sin embargo, este método es limitado en cuanto a su precisión, debido al hecho de que se mide un valor promedio de gravedad bajo la estación, que suaviza y subestima en forma importante el espesor máximo del hielo, especialmente en zonas con complejo relieve subglacial (Drewry, 1975) y en áreas de glaciares rocosos.

En este contexto, para este tipo de mediciones se utilizó un gravímetro de precisión marca LaCoste&Romberg modelo G-666, de propiedad del Instituto de Investigación Geofísica de Alemania (Bundesanstalt fuer Geowissenschaften und Rohstoffe).

El rango de operación abarca 7000 mGal, es decir que puede operar al nivel del mar y en la alta cordillera, sin tener que re-setear el equipo. La precisión del gravímetro es del orden de 0.04 mGal.

Para calcular espesor de hielo, es necesario evaluar de alguna manera las variaciones locales y regionales de densidad de roca para separar el efecto debido a la deficiencia de masa del glaciar. Una vez que se ha separado la anomalía de Bouguer debida al hielo, se debe aplicar un modelo inverso para transformar las anomalías en valores de espesor. El método más sencillo, pero poco preciso para glaciares con importante relieve subglacial, es considerar que el glaciar es un medio espacio, o placa semi-infinita en ambas direcciones horizontales

Para poder analizar los datos recopilados, se está en proceso de reducción de los datos gravimétricos con la ayuda de modelos digitales del terreno.

Los resultados de las mediciones se presentan en la tabla N° 3, y en la tabla N° 4 se expresan estas mediciones corregidas.

**Tabla 3.** Datos de medición gravimétrica

<b>Dia</b>		<b>GRAVIMETRO</b>				<b>OPERADOR</b>
06-12-01		<b>LCR G-666</b>		<b>52°C</b>		
<b>Estacion</b>	<b>Hora inicio</b>	<b>Lectura 1</b>	<b>Lect.-2</b>	<b>Lect.-3</b>	<b>Hora fin</b>	H.LANGE
PV4	11:40	1896.180	0.175	0.180	11:45	
G1	12:50	1863.060	0.080	0.085	12:55	AFLOR.ROCOSO
G2	14:00	1879.915	0.915	0.920	14:05	MORRENA-LOMA
PV1	14:30	1867.275	0.275	0.270	14:35	CAMBIO-JALON
G3	14:55	1861.680	0.680	0.680	15:00	
G4	15:50	1864.890	0.895	0.895	15:55	AFLOR.ROCOSO
G5	16:10	1869.750	0.755	0.755	16:15	AFLOR.ROCOSO
G6	16:35	1877.145	0.145	0.145	16:40	
G7	16:53	1880.415	0.415	0.420	16:57	
PV2	17:15	1883.795	0.790	0.800	17:20	VAINA
PV3	17:45	1888.075	0.080	0.080	17:48	CAMBIO-BAT
PV4	18:10	1895.825	0.835	0.835	18:15	FIN
CASA-HL	15:20	2897.980	0.990	0.985	15:20	
CASA-HL		2897.500	0.495	0.505		

**Tabla 4.** Lecturas gravimétricas corregidas

<b>Nombre</b>	<b>G-observado (mGal)</b>
G1	978332.49
G2	978349.58
G3	978331.19
G4	978334.49
G5	978339.42
G6	978346.91
G7	978350.24
PV1	978336.82
PV2	978353.67
PV3	978358.03
PV4	978365.89

**- Mediciones de desplazamiento**

Para este efecto se planteó la realización de mediciones topográficas con el objeto de determinar la existencia de desplazamiento del glaciar rocoso ubicado en el fondo de la sección superior de la quebrada, tanto en la vertical como en la horizontal. Para ello se

fijaron dos estaciones instrumentales y se marcó un total de seis puntos de referencia sobre bloques rocosos incluidos en la masa detrítica del glaciar.

La idea básica fue realizar tres mediciones de estos puntos (triangulación) en diferentes períodos de tiempo y luego comparar los resultados. La primera medición fue ejecutada en Diciembre 2001, la segunda en Abril 2002 y una tercera en Enero 2003.

Los resultados de esta última no han sido incorporados en este documento, por lo que sólo se presenta la comparación entre aquellos obtenidos en las dos primeras campañas.

De los resultados de las campañas n°1 y n°2 se elaboro la tabla 5 en la que se gráfica las diferencias de coordenadas de los puntos medidos en ambos estudios.

**Tabla 5** Diferencias Encontradas

<b>Nombre</b>	<b>Este-UTM (m)</b>	<b>Norte-UTM (m)</b>	<b>Cota (m)</b>
PR1	0.01	0.01	0.27
PR2	-0.02	0.07	-0.01
PR2A	-0.02	0.05	0.02
PV1	-0.09	0.02	0.08
PV2	0.00	0.12	0.02
PV3	-0.01	0.24	-0.08
PV4	0.00	0.00	0.00
PV5	0.13	0.05	-0.18
PV6	0.05	-0.09	0.17
R1	0.00	-0.08	0.00
R2	-0.03	-0.01	-0.02
R3	-0.02	-0.08	0.04
R4	-0.01	-0.13	-0.01
R5	-0.03	-0.07	0.00
R6	-0.04	-0.12	-0.06
T2	0.03	-0.17	0.55
T2L	0.26	-0.01	0.23
T3	-0.01	-0.15	0.06
T3L	0.35	-0.12	0.48

Respecto a las diferencias entre ambas mediciones practicadas a los mismos puntos de referencia y expresados en la tabla anterior es posible comentar lo siguiente:

- En cuanto a los cambios de posición en la horizontal se registran variaciones entre 0 y 35 cmts. en un período de aproximadamente 4 meses que corresponden fundamentalmente al período de verano, es decir, con stress hídrico. Esto hace prever que durante invierno y la primera mitad de la primavera estos alcancen mayor magnitud. A pesar de ello, los bajo de estos valores asociados a los rasgos geomorfológicos vienen a concordar en que algunos puntos están situados sobre depósitos morrénicos estabilizados y otros sobre la lengua de un glaciar rocoso de características fósiles.
- Respecto de las diferenciaciones registradas en la altura de los puntos de referencia, se obtuvo valores que van desde -18 a 55 cmts., lo cual está indicando la ocurrencia tanto de pequeños hinchamientos como subsidencias locales. Estas están relacionadas con la ocurrencia diferencial de núcleos de congelamiento de agua intersticial en algunos lados versus la fusión de la misma en otros producto de diferencias en la exposición (insolación).
- En todo caso, el hecho que se hayan registrado abombamientos en algunos puntos de la superficie durante el seco verano de 2002 y mantenido los mismos hasta Abril está indicando la ocurrencia de temperaturas lo suficientemente bajas como para que el efecto de las mismas en subsuperficie haya sido efectivo asegurando la regeneración o, al menos, mantención del permafrost.
- Lo anterior se ve corroborado por la tendencia a la disminución de las temperaturas que se aprecia en el registro obtenido entre el 4 de Diciembre de 2001 y el 4 de Abril de 2002, es decir, en pleno verano.

#### **- Aforos y caudales**

En conjunto con los trabajos glaciológicos, durante la campaña de Diciembre 2001 se efectuaron algunas observaciones hidrológicas en el curso fluvial principal de la Quebrada Angosta. Posteriormente se recopiló información complementaria en la Dirección General de Aguas.

Los aforos efectuados se llevaron a cabo en una sección improvisada a unos 3800 m.s.n.m., en un sector donde los escurrimientos se presentan más concentrados, el



cual corresponde a donde el cauce se presenta más cercano a la ladera norte de la Qda. Angosta. Estos escurrimientos provienen tanto de los hielos cubiertos situados en el rincón norte del fondo de la quebrada como de la fusión de manchones de nieve tardíos en posición de umbría.

La sección de aforo se adaptó precariamente, debido a la poca disponibilidad de tiempo y elementos, sobre el reducido caudal del estero, adecuándola lo mejor posible sobre una planicie pedregosa.

La medición se llevó a efecto con un molinete manual - tradicional, tipo GURLEY, normalizado en el Instituto Hidráulico Nacional, del MOP y con metodología estandarizada por la Dirección General de Aguas (DGA). Esta arrojó los siguientes caudales.

#### **Resumen Aforos:**

**1° Aforo: 05 de Dic. 2001.- 12:05 Hrs. : Q: 0,0363 m/seg.**

**2° Aforo: 05 de Dic. 2001.- 20:20 Hrs. : Q: 0,0478 m/seg.**

**3° Aforo: 06 de Dic. 2001.- 10:15 Hrs. : Q: 0,0509 m/seg.**

**4° Aforo: 09 de Dic. 2001.- 18:00 Hrs. : Q: 0,0514 m/seg.**

A diferencia, en la realización de la segunda campaña, entre el 3 y el 7 de abril del 2002, a simple vista se pudo observar una franca ausencia de flujos de agua superficiales en el sector de aforo. Dado a lo avanzado de la temporada de verano tampoco había presencia de nieve, a excepción de la parte próxima a los filos cumbreños.

Además de encontrarse sin agua el fondo de la quebrada, también estaban sin agua y sin signos de humedad dos pequeñas lagunas contiguas al lugar, ubicadas poco más hacia el aguas arriba por la misma quebrada. Solamente se detectaba un flujo de agua continuo en el estero que brota desde los materiales morrénicos de fondo a unos 3650 m.s.n.m., en los alrededores del campamento base.

Próximo al punto de aforo, a unos 70 metros más arriba, se encontró como únicos vestigios de agua visible, un pequeño sector con vegas que mantenían algunas pozas pequeñas de agua estancada. Sin embargo, en diferentes puntos era posible escuchar bajo las rocas el tintineo de pequeños flujos hídricos, lo cual se puede asociar al derretimiento lento de masas de hielo o neviza intersticial (subsuperficial).

En la campaña de Enero 2003 y después de un prolongado invierno con abundantes precipitaciones sólidas en la zona andina semiárida, se espera realizar nuevos aforos que aporten más datos a este estudio.

### **- Conclusiones**

Si bien los caudales superficiales registrados pueden parecer escasos, a nivel local y en conjunto con los caudales perisubterráneos son el sustento básico de la vida. A otra escala y al igual que cada grano de arena es importante para hacer playa, cada gota de agua en esta región es fundamental para hacer río y, aún más, cada gota proveniente del permafrost permite mantener los escurrimientos durante el largo y seco verano de las tierras bajas.

En este sentido, cabe señalar que estos aparentemente insignificantes caudales superficiales sumados a los caudales hipodérmicos, estivalmente más constantes y cuyo monto se estima en más del doble del superficial, son aportados por cada una de las innumerables quebradas que, con presencia de permafrost y reservas nivales estacionales, conforman las nacientes de los sistemas hídricos de origen andino de la región semiárida. Por lo tanto, no cabe duda de lo trascendental que para el desarrollo de las actividades económicas y asentamientos humanos son estas reservas hídricas de fuente subterránea.

A este respecto se puede plantear, sin temor a equivocarse, que en la cadena andina de la región semiárida existe una gran volúmen de reservas hídricas de tipo permafrost en general y de glaciares rocosos en particular, cuya existencia permanece ignorada o no estudiada, por lo que no se sabe a ciencia cierta como y cuanto están aportando a la sustentabilidad del hombre y la economía en esta región.

Es claro que los proyectos de desarrollo de largo plazo, cuyo pilar fundamental es la disponibilidad del recurso hídrico, no pueden abstraerse de esta situación de desconocimiento en tanto causal de posibles fracasos de los planes y programas que conforman la gestión concreta o la materialización de la planificación con vistas a lograr un desarrollo sostenido, sobre todo para una región donde se dan las más importantes situaciones de desigualdad, inequidad, y extrema pobreza.

## - Bibliografía

BURGER, K. C. *et al.* 1997. A thermodynamic approach to rock glacier development. In: Abstract and Program, Annual Meeting. The Geol. Society of America, Salt Lake City, UT.

BURGER, K.C., J.J. DEGENHARDT Jr. & J.R. GIARDINO, 1999. Engineering geomorphology of rock glaciers. *Geomorphology*, 31: 93 - 132.

ETZELMÜLLER, B. & HOELZLE, M.. 2001. IPA - Task Force for "Mapping and Modelling the occurrence and distribution of Mountain Permafrost". Status Report. First European Conference of permafrost. Rome, Italy

FERRANDO, F.J.A., 1991. Glaciares relictuales en el marco andino del semiarido de Chile, IV Región: análisis de caso. Taller Internacional de Geo-ecología de Montaña de Los Andes del Sur: Manejo de Recursos y Desarrollo Sustentable, Santiago.

FERRANDO A.,F.J..2002. Glaciares rocosos: algunas comparaciones morfológicas entre los Alpes occidentales y los Andes semiáridos de Chile. *Revista Geográfica Terra Australis* N° 48 año 2003 (en prensa).

GIARDINO, J. R. *et al.* 1987. Rock Glaciers. London, Allen & Unwin editors. England.

HAEBERLI, W. *et al.*. 1998. Ten years after drilling through the permafrost of the active rock glacier Murtel, Eastern Swiss Alps; answered questions and new perspectives. Lewkowicz, A. G. & M. Allard Eds.. *Permafrost; seventh international conference proceedings*. Centre d'Etudes Nordiques, Université Laval, pp. 403-410.

HUMLUM, O.. 1982. Rock glacier types of Disko, central west Greenland. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 82: 59-66.

IHL, M. *et al.* 1990. Estudio topoclimático de los valles de los ríos Elqui, Limarí y Choapa utilizando imágenes NOAA/AVHRR. *SELPER Magazine* II (4): 18-26.

JOHNSON P. G.. 1984. Rock glacier formation by high-magnitude low-frequency slope processes in the southwest Yukon. *Annals of the Association of American Geographers* 74(3): 408-419.

KAWASAKI, *et al.* 1983. Gravity measurements in permafrost terrain containing massive ground ice. *Annals of Glaciology* 4, 133-140.

KRAINER, K.. 2001. Web page of the Rock Glacier Working Group, Institute for Geology and Paleontology, University of Innsbruck. ([www.uibk.ac.at](http://www.uibk.ac.at))

MARANGUNIC, D.C., 1976. El glaciar de roca "Pedregoso", río Colorado, V Región. *Actas del Primer Congreso Geológico Chileno*. Tomo I, Sección D: 291 - 300. Santiago.

OSTERKAMP, T.E.. 1983. Response of Alaskan permafrost to climate. Pewe, T. L. & J. Brown Eds. *Permafrost Fourth International Conference Proceedings*, pp. 145-152.

OSTERKAMP, T. E. & ROMANOVSKY, V. E.. 1999. Evidence for warming and thawing of discontinuous permafrost in Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes* 10, 17-38.

SCHROTT, L.. 1991. Global solar radiation, soil temperature and permafrost in the central Andes, Argentina: a progress report. *Permafrost and Periglacial Processes* 2, 59-66.

SCHROTT, L. et al. 1994. Die Solarstrahlung als steuernder Faktor im Geosystem der sub-tropischen semiariden Hochanden (Agua Negra, San Juan, Argentinien). *Heidelberger Geographische Arbeiten*, 94.

SCHROTT, L.. 1996. Some geomorphological-Hydrological aspects of rock glaciers in the Andes (San Juan, Argentina). *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. Bd. 104*, 161-173.

SCHROTT, L.. 1998. The hydrological significance of mountain permafrost and its relation to solar radiation. A case study in the high Andes of San Juan, Argentina. *Bamberger Geographische Schriften* 15, 71-84.

SOTO, M.V. et al. 2002. Geomorfología de los Glaciares Rocosos de la Quebrada Angosta, Andes Semiáridos de Chile. Proyecto F.A.U.- Univ. de Chile. (inédito)

VONDER MÜHLL, D.. 1993. Geophysikalische Untersuchungen im permafrost des Oberengadins. PhD. Thesis, Zürich, ETH.

VONDER MÜHLL, D. & KLINGELE, E.. 1994. Gravimetrical investigation of ice rich permafrost within the rock glacier Murt'l-Corvatsch. *Permafrost and Periglacial Processes* 5, 13-24.