

## INTRODUCCIÓN

En los Andes Centrales semiáridos de Mendoza y San Juan, los recursos hídricos están ligados a los aportes de agua proveniente de la fusión de la *nieve*, los *glaciares* y el *permafrost*, así como también su variación a lo largo de los años como consecuencia de los cambios climáticos. Los glaciares son reservorios importantes de agua ya que almacenan y descargan agua.

Los glaciares responden con cambios en su ambiente climático local, avanzando o retrocediendo, por lo tanto, pueden ser usados como sensibles indicadores paleoclimáticos. Geoformas y sedimentos depositados directamente por los glaciares pueden generar importante información paleoclimática ya que pueden ser usados para reconstruir la historia glacial del área.

Evidencias glaciológicas, geomorfológicas, estratigráficas, históricas, conjuntamente con dataciones absolutas indican que los glaciares en los Andes se han expandido y retrocedido repetidamente en el *Pleistoceno* y durante los últimos 5000 años, tiempo conocido convencionalmente como “*Neoglaciación*”. El término Neoglaciación es usado para el período de expansión glacial posterior al calentamiento global “maximum Hypsithermal interval” (Porter y Denton, 1967) y solamente el último y más extendido período de actividad glaciaria es descrito como la “*Pequeña Edad de Hielo*”. Los glaciares en el mundo han retrocedido desde fines de la Pequeña Edad de Hielo (alrededor de 1850), pero en las últimas décadas este retroceso ha sido mayor. El espectacular retroceso mundial de los *glaciares de montaña* durante el siglo XX, es la evidencia más fuerte del hecho que la temperatura promedio de la superficie de la tierra ha cambiado significativa y rápidamente desde la “*Pequeña Edad de Hielo*”. La cobertura de *hielo* en los Alpes puede haber perdido alrededor del 10-20% de su volumen estimado en unos 200 km<sup>3</sup> en la década del 70 (Haeberli y Hoelze, 1995).

Si bien existen pocos registros de las fluctuaciones de los glaciares en los Andes Centrales entre los 30° y 35° de latitud Sur, éstos han experimentado un retroceso importante desde principios del siglo XX (Helbling, 1919; Groeber, 1947; Espizua, 1986; Cobos y Boninsegna, 1983; Leiva 1999; Espizua, 2002; Espizua y Maldonado, 2005).

Otra característica de la alta cordillera de los Andes es la existencia de *permafrost discontinuo* documentada en varios estudios entre los 3300-3500 m. a los 33° de latitud sur (Corte, 1978; 1986; Corte y Espizua, 1981; 1982; Trombotto 1988; Buk, 2002) y por encima de los 4000 m a los 30° de latitud sur (Schrott, 1994).

En este informe se presenta un relevamiento de las formas y procesos glaciales y *periglaciales* y así mismo las fluctuaciones que experimentaron los glaciares durante los últimos años (1959-2005) en la zona de Lama-Veladero ubicada a los 29° de latitud sur.

## Localización y accesos

La zona de estudio se ubica en la Provincia de San Juan, Argentina, en el límite internacional con Chile, a unos 350 km al noroeste de la capital de dicha provincia, entre los 3.800 y 5300 m entre las coordenadas 29° 20' Latitud Sur y 70° 00' Longitud Oeste (Mapa 1. Ubicación)

El acceso se realiza por la ruta Nacional 40, hasta la localidad de Talacasto. Allí se toma la ruta Provincial 436 rumbo a la localidad de Tudcum. Desde allí se accede por un camino minero que continua hacia el noroeste atravesando los llanos de Conconta. Continuando por el mismo camino se atraviesa la cordillera de Colangüil y la de la Brea, para descender hasta el Arroyo de Los Despoblados y su posterior confluencia con el Arroyo de Las Taguas, donde se ubica el campamento de la Mina Veladero (figura 1).



Figura 1. Mapa de localización y accesos.

## Área de estudio

El área de estudio corresponde a las cuencas de los arroyos Turbio, Canito y Río Potrerillos, limitadas al oeste por el límite internacional argentino-chileno, al este por el Río Las Taguas, al norte por la cuenca de Los Amarillos y al sur por la cuenca del Río Potrerillos. Se incluyó asimismo una porción de la alta cuenca de Los Amarillos y de la cuenca media del Río de Las Taguas. La superficie total estudiada es de aproximadamente 100 km<sup>2</sup>.

La zona se ubica entre el límite argentino-chileno y las coordenadas (POSGAR-WGS-84):

Y: 2412464 - Y: 2412464

X: 6760669 - X: 6747663

## Geología

La historia geológica de la zona está dominada por una prolongada actividad ígnea, y por la depositación de sedimentos durante los últimos dos o tres millones de años (Mapa 2. Geología).

### *Rocas volcánicas*

La litología más antigua y de mayor extensión dentro de la zona de estudio corresponde a una secuencia de rocas piroclásticas y flujos menores de lavas riolíticas datadas con una edad de 265,8 Ma (Pérmico).

Discordantemente a este grupo suprayace un aglomerado volcánico con intercalaciones de flujos basálticos procedentes en parte del granito Chollay (Pérmico-Triásico), y en parte a la secuencia contemporánea del Guanaco Zonzo.

Posteriormente yace una unidad basáltica (Oligoceno-Mioceno), a la que le sigue una secuencia de lavas andesíticas y rocas piroclásticas Miocenas, correlacionables con la Formación Cerro de las Tórtolas. En el sector central norte y sudoeste yace una toba de lapilli de edad comprendida entre 12,67 y 10,4 Ma. Otra unidad tufítica félsica Terciaria sobreyace al Granito Chollay (Knight Piésold Consulting, 2004).

### *Rocas intrusivas*

El cuerpo intrusivo más antiguo está datado en 242,2 Ma (Permo-Triásico) y más profundo corresponde a un granito de grano grueso atribuido a la unidad Chollay. Esta unidad está cortada por un granito de grano medio de 190 Ma (Triásico-Jurásico) correlacionable a la Unidad Colorado, por un monzo-granito de grano medio y por un pórfido diorítico de grano medio probablemente de edad Mesozoica. Luego de una interrupción de la actividad ígnea se emplazan dioritas equigranulares y dacítas porfíricas correlacionables a la Unidad Bocatoma de edad 33-39 Ma y 35 Ma respectivamente.

Durante el Mioceno se emplazaron numerosos cuerpos intrusivos como un pórfido diorítico de piroxenos de grano medio asignado a la Unidad Infiernillo y un pórfido andesítico de edades 16,43 Ma y 12,67 Ma respectivamente.

Posteriormente se reconocen dos pórfidos más jóvenes. El más reciente, de biotita cuarzo-feldespático de grano medio (Mioceno Temprano-Medio), y otro de igual composición de edad Miocena-Media.

El intrusivo más joven determinado en el área corresponde a un dique félsico de 7,5 Ma.

Por último yace una unidad de “brechas hidrotermales” de variado origen y aspecto, de edad Terciario Superior. (Knight Piésold Consulting, 2004).

### *Sedimentos Cuaternarios*

Hay una amplia gama de sedimentos de ambiente glacial y periglacial, que son el motivo de este trabajo y serán tratados en detalle mas adelante.

## **Topografía**

Esta región presenta el típico relieve cordillerano en el cual las alturas se ordenan de oeste a este en orden decreciente en altitud. Las cotas fluctúan entre 5300 m en el sector limítrofe y descienden hasta los 3800 m en el Río de Las Taguas (Mapa 9. Topográfico).

La zona de estudio presenta un drenaje predominantemente orientado oeste-este hasta confluir con el Río de Las Taguas, el cual posee un drenaje con orientación sur-norte paralelo a los principales cordones montañosos. Las pendientes se distribuyen de forma irregular de oeste a este, presentando leves pendientes sobre el límite internacional, luego más abruptas en las zonas de transición y suaves en el fondo de los valles (figura 2).

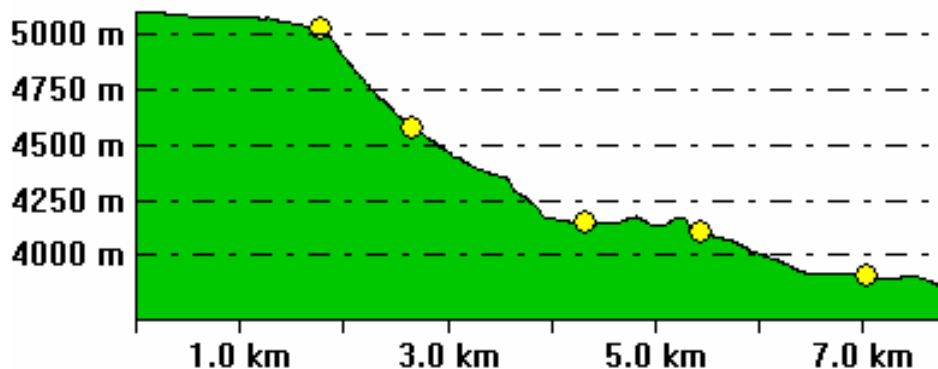


Figura 2. Perfil topográfico W-E de la cuenca del Canito.

## **Climatología**

La Cordillera de los Andes constituye el principal sistema regulador del ciclo del agua a escala continental. Las cadenas montañosas andinas, que se extienden predominantemente en dirección norte-sur, interactúan con las masas de aire cargadas de humedad de origen principalmente del Pacífico y en menor proporción del Atlántico, creando en sus laderas los máximos de precipitación (Prohaska, 1976). La Cordillera de los Andes con alturas que sobrepasan los 5000 m actúa como una barrera que impide la penetración de la humedad proveniente de los vientos húmedos del Pacífico, por lo tanto en el sector oriental de los Andes el clima es semiárido a

árido. En relación con su área ésta cordillera juega un papel desproporcionado en el ciclo hidrológico regional, debido al efecto que tiene la topografía como disipadora de precipitación orográfica. En particular los Andes Centrales y Norpatagónicos, almacenan agua en forma de nieve y hielo durante la estación fría y proveen agua a las tierras bajas durante la estación cálida en momentos en que la demanda es mayor.

La zona de estudio en particular, se caracteriza por presentar inviernos con bajas temperaturas, llegando a los  $-30^{\circ}$  C en los meses de Julio y Agosto, veranos secos con temperaturas que alcanzan los  $29^{\circ}$  C durante los meses de Enero y Febrero. En términos generales la temperatura media mensual fluctúa entorno a los  $0^{\circ}$  C con valores extremos de  $7$  y  $-7^{\circ}$  C en Enero y Julio respectivamente. Es destacable la gran amplitud térmica existente entre el día y la noche, pudiendo variar hasta  $25^{\circ}$  C en los meses de verano y  $45^{\circ}$  C en los meses de invierno (Knight Piésold Consulting, 2004).

En cuanto a la precipitación en el área de estudio, está se presenta predominantemente en forma de nieve, y muy escasa en forma de lluvia durante el otoño y comienzos de la primavera. Las precipitaciones oscilan entre 100 y 350 mm anuales.

## METODOLOGÍA

### *Materiales*

El trabajo se basó en la fotointerpretación estereoscópica de fotografías aéreas e imágenes satelitales. Los datos e información adquirida por fotointerpretación fueron seguidos con observaciones y chequeos in situ.

Se inventariaron cuerpos de hielo descubierto, cubierto, geoformas glaciales y periglaciales.

Dentro de la categoría de hielo descubierto se identificaron e inventariaron todos los cuerpos de hielo y nieve perennes del área, considerándose aquellos cuerpos de áreas mayores de  $0.01$  km<sup>2</sup>. Se empleó la toponimia preexistente, cuando estaba disponible. En los casos restantes se asignó un nomenclador que identifica el tipo de geoforma (con las tres primeras letras), la cuenca (letra única posterior al espacio) y el cuerpo específico (dos dígitos). Este mismo sistema se extendió a todas las geoformas periglaciales. Asimismo, se estudiaron también las fluctuaciones de área de los glaciares y *manchones de nieve* desde 1959 al 2005.

Tipo	Sensor	Año	Resolución espacial (m)	Resolución espectral (bandas)
Foto aérea		1959	5,0	pancromático (bn)
Foto aérea		1981	4,0	visible (color)
Imagen satelital	L5 TM	1986	25,0	1-7
Imagen satelital	L5 TM	1997	25,0	1-7
Foto aérea		2000	0,3	visible (color)
Imagen satelital	Ikonos Terra	2004	1,0	1-4
Imagen satelital	Ikonos Terra	2005	1,0	1-3

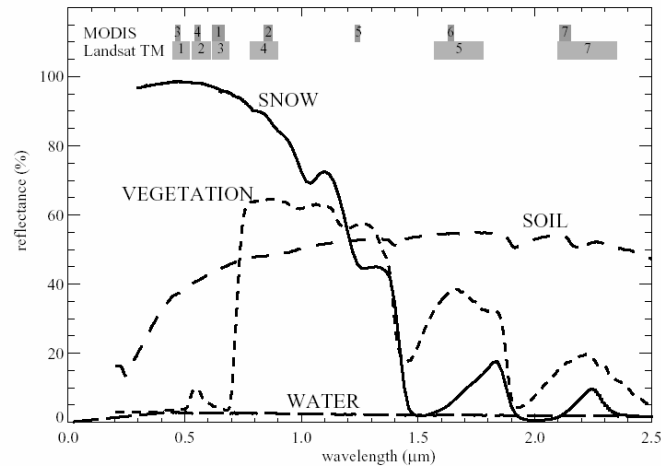
Figura 3: Fotografías aéreas e imágenes satelitales utilizadas.

En este informe se consideraron las imágenes detalladas en la figura 3. Para completar el análisis multitemporal podrían emplearse imágenes del satélite Landsat 5 que opera de modo continuo desde 1984. Adicionalmente el proyecto Landsat se inició en 1972 con imágenes de mucha menor resolución. Asimismo, sería interesante tratar de conseguir fotos históricas de terreno de fechas anteriores.

La primera etapa en el procesamiento de material gráfico proveniente de distintas fuentes consistió en georreferenciar la totalidad del material. Este procedimiento permitió referir todas las imágenes a un sistema de coordenadas de base, con lo cual las imágenes pueden superponerse unas con otras para analizar los cambios entre distintas tomas (análisis multitemporal). Además, en algunos casos, fue necesario rectificar las imágenes ya que, variaciones en el ángulo y altura de la toma, deformaban la imagen. El proceso de rectificación corrige los desplazamientos en la imagen, producidos por la interacción entre relieve del terreno y diferencias en la orientación del sensor. La rectificación resulta en imágenes que poseen la información espacial original del satélite y la información geométrica de un mapa geodésicamente preciso. En este caso, se emplearon como imágenes de base las Landsat rectificadas por la NASA ya que han sido debidamente corregidas y ajustadas con puntos de control de terreno y modelos digitales de elevación (Tucker et al., 2004).

### *NDSI*

En el caso de las imágenes satelitales con información en el infrarrojo (Landsat), se empleó el índice de nieve (NDSI) (Dozier, 1989). El NDSI es una combinación de la reflectividad de la superficie terrestre en diferentes porciones del espectro electromagnético (bandas). Esta combinación se basa en las propiedades espectrales de la nieve, que en la porción visible del espectro, tiene una reflectividad muy alta mientras que, en el infrarrojo, es muy baja. Este contraste permite separar el hielo y la nieve de otras coberturas como pueden ser vegetación o cuerpos de agua (figura 4).



Fuente: Klein et al, 1997.

Figura 4: Reflectividad de distintas coberturas en función de la longitud de onda. Nieve (snow), vegetación, suelo (soil) y el agua (water).

En este gráfico también se aprecia, en la parte superior, la longitud de onda que ocupa cada banda del sensor L5 TM. En el caso de las imágenes Landsat la fórmula del NDSI es la siguiente:

$$\frac{(b2 - b5)}{(b2 + b5)}$$

Debido a que el índice requiere de información de la porción infrarroja del espectro, no puede aplicarse en fotografías tradicionales. Por este motivo, en las fotografías aéreas, las áreas cubiertas con hielo y nieve se digitalizaron manualmente. Las áreas se calcularon sobre la base de superficies proyectadas. Es decir, que no tienen en cuenta las pendientes y, por lo tanto subestiman el área real.

Combinando la información obtenida de estas distintas fuentes gráficas, se obtuvo un panorama de las fluctuaciones de los cuerpos de nieve y hielo de los últimos 46 años (1959-2005). Los intervalos entre las distintas tomas son irregulares y disminuyen hacia el presente conforme aumenta la cantidad de información disponible. Es necesario mencionar aquí que las imágenes satelitales cubren la totalidad del área de estudio mientras que los vuelos de fotos aéreas cubren solo ciertas parcialidades. Esto implica, que en los años cubiertos con fotos aéreas no pueden monitorearse todos los cuerpos de hielo, ya que estas excluyen porciones variables del área de estudio.

### *Cartografía*

En la cartografía se utilizó el sistema de proyección POSGAR 94, Faja 2, Datum WGS 84. La cartografía se trabajó en escala 1:10000 y los mapas se presentan en escala 1:25000. Para procesar la información espacial se realizó un Sistema de Información Geográfica (SIG). Este

incluye 25 coberturas temáticas, 4 imágenes satelitales y 15 fotos aéreas georreferenciadas. Este material se procesó y editó en 10 mapas temáticos que se incluyen en el anexo. El detalle de las coberturas así como su ubicación se especifica en la tabla 1 de anexos.

### *Climatología*

Para el trazado de las isotermas en el área de estudio se emplearon las temperaturas medias anuales de las estaciones meteorológicas SML-1 (3958 m) y SM-1 (4927 m) (Mapa 6. Hidrología), ubicadas en Lama y Frontera respectivamente. Solamente se utilizaron estas dos estaciones por tener mayor cantidad de datos y por hallarse en una misma cuenca, ya que los gradientes de temperaturas pueden variar de una cuenca a otra. Con ellas se obtuvo un gradiente térmico aproximado de  $0,82^{\circ} \text{C}/100 \text{ m}$ .

### *Hidrología*

Para la interpretación de las variaciones de los caudales a lo largo del año, se trabajó con los datos de descarga de agua superficial (DAS) media mensual obtenidos del modelo hidrológico de la cuenca del Río de Las Taguas superior (Knight Piésold, 2004) entre mayo de 1999 y abril del 2004, de las estaciones de monitoreo LA3, SW6, LA2, LA8 y LA16, ubicadas en las cuencas Arroyo Canito ( $25 \text{ Km}^2$ ), Río Potrerillos ( $27 \text{ km}^2$ ) Arroyo Turbio ( $27 \text{ km}^2$ ), Río Turbio ( $56 \text{ km}^2$ ) y del Río Taguas ( $627 \text{ km}^2$ ) respectivamente (Mapa 6. Hidrología).

## **GEOMORFOLOGÍA**

### **Ambiente glacial**

#### *Introducción*

La Cordillera de los Andes fue afectada por la acción de los glaciares que avanzaron y retrocedieron varias veces durante el Cuaternario dejando como resultado la típica morfología de un paisaje glacial y periglacial aún activo.

En la zona de estudio el ambiente glacial está determinado por la presencia de glaciares y manchones de nieve. Los glaciares se forman en áreas donde la cantidad de nieve caída en invierno excede a la cantidad que se fusiona y evapora en verano y fluyen hacia fuera y hacia abajo donde la pérdida excede a la acumulación. El movimiento del glaciar transfiere el exceso de nieve y de hielo (formado a partir de la nieve) desde el *área de acumulación*, en la parte superior del glaciar hacia el *área de ablación*, en la parte inferior del mismo. La precipitación sólida neta crece con la altura mientras que la ablación disminuye y existe una altitud por encima de la cual toda la nieve caída durante el año no llega a derretirse, es *el límite de nieve*



*perenne o persistente*. Por encima de este límite, la nieve se acumula año tras año hasta formar un *nevero* que con el tiempo se transforma en glaciar.

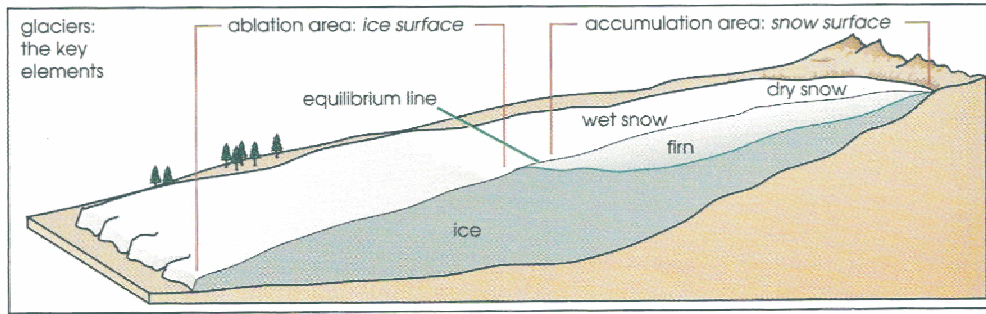
Los *glaciares* son básicamente cuerpos de nieve y de hielo que se mueven y que han sido formados como resultado de la re-cristalización de la nieve (UNEP/GEMS, 1992). Según Lliboutry (1956), se llama *glaciar* toda masa de hielo perenne, formada por acumulación de la nieve, cualquiera sean sus dimensiones y formas. Cuando el glaciar adquiere cierto espesor, fluye bajo su propio peso hacia alturas inferiores.

Cuando un glaciar está en estado de equilibrio con las condiciones ambientales locales, la adición de masa por año es balanceada por la pérdida de masa en la zona de ablación. Esta es una condición estática, pues de hecho el glaciar transfiere cada año suficiente masa desde la zona de acumulación para reemplazar la pérdida de masa por ablación. La actividad del glaciar depende principalmente de los niveles de precipitación, siendo baja en áreas áridas con escasas precipitaciones. La situación es complicada debido a que los glaciares existen en un ambiente que no solamente tienen variaciones anuales sino que también muestran cambios de largo plazo entre periodos de acumulación y ablación. Estas tendencias de largo plazo causan cambios en el sistema glaciar dado que el glaciar tiende a acomodarse a esas variaciones. Estos cambios estarán indicados por un aumento o decrecimiento en la longitud, área y volumen, y un aumento o decrecimiento en el flujo en un punto fijo en el sistema glaciar. La respuesta del glaciar al cambio climático no es instantánea.

La *línea de equilibrio (ELA)* divide el glaciar en las zonas de acumulación y ablación. La zona del glaciar debajo de la línea de equilibrio, en donde la ablación anual excede la precipitación anual, se llama *zona de ablación*. La zona en donde la alimentación es preponderante se llama *zona de alimentación o zona de acumulación* (figura 5).

En la zona de estudio en general no se pudo determinar la altitud de la *línea de nieve perenne o persistente* mediante la observación de fotos aéreas e imágenes satelitales. Esto podría deberse a que toda el área de la superficie del glaciar está en ablación. También podría estar relacionado al hecho que la superficie de los glaciares presenta *penitentes* y por lo tanto, no es posible fijar un límite neto para las nieves perennes.

Según Brüchner (En Andrews, 1975) la línea de equilibrio es la curva de nivel que divide el glaciar en las zonas de acumulación y ablación en una relación de 3:1. Este método indica un promedio en el orden de décadas o centurias. Considerando la imagen Ikonos de 2005 y las curvas de nivel, de cóncavas en el área de acumulación a convexas en el área de ablación, se calculó la altitud de la línea de equilibrio (ELA) en el área.



Fuente: UNEP/GEMS, 1992.

Figura 5. Elementos principales de un glaciar típico en situación de equilibrio

Los *Glaciaretes o manchones de nieve*, se definen como pequeñas masas de hielo de forma indefinida en depresiones, lechos de ríos y pendientes protegidas, los cuales se han desarrollado a partir de nieve barrida por el viento, avalanchas y/o fuertes acumulaciones en varios años. Normalmente no presentan patrones de flujo visibles y no hay una distinción clara entre glaciaretes y manchones de nieve; y existen al menos por dos años consecutivos (IAHS (ICSI), UNEP, UNESCO, 2005).

Los glaciares varían entre ellos por su tamaño, su forma, orientación y su pendiente.

De acuerdo con la clasificación de la GC/SAS/VAW/ETHZ, (2001) los glaciares son clasificados en cuatro categorías en función de su longitud: A: 0 a <1 km; B: 1 a <5 km; C: 5 a <10 km y D: >10 km. Los glaciares Guanaco, Los Amarillos y Canito son de tamaño mediano, o sea corresponden a la categoría B y los glaciares Potrerillos, Gla C34 y Gla P08 son de tamaño pequeño o sea de la categoría A (Mapa 5. Glaciares).

Las velocidades máximas de los glaciares de valle son por lo general entre 10 a 100 m por año. Las irregularidades del lecho fragmentan el glaciar en grandes trozos que se mueven más o menos todos a la misma velocidad con fluctuaciones individuales. Las grietas constituyen el fenómeno más notable sobre un glaciar. Son roturas verticales que llegan a alcanzar decenas metros de profundidad. Empiezan siempre por una pequeña fisura que crece en largo y profundidad y al mismo tiempo se ensancha con el movimiento del glaciar. Existen grietas transversales, grietas longitudinales, marginales y radiales y la rimaya (Lliboutry, 1956). En los glaciares Canito, Los Amarillos y Potrerillos se han observado grietas aparentemente transversales, las cuales se desarrollan en las zonas de movimiento extensivo, es decir en la zona de acumulación o en las zonas en donde el lecho es convexo o presenta fuerte pendiente como en el caso del glaciar Canito.

La acumulación de la nieve en ciertos puntos (cornisas, hondonadas, lugares protegidos del sol) introduce fluctuaciones importantes en el espesor de la capa de nieve y permite la aparición de pequeñas masas de nieve-firn perenne por debajo del ELA (línea de equilibrio). Después de

unos cuantos años de fuertes precipitaciones aparecen los manchones de nieve y, cuando están por encima de la línea de equilibrio, crecen hasta formar un glaciar. En el área de estudio se mapearon los manchones de nieve y se siguió su evolución desde 1959 al 2005.

### *Glaciares en el área de estudio*

Los cuerpos de hielo presentes en el área de estudio de norte a sur son los glaciares Los Amarillos, Guanaco, Canito, Gla C34, Potrerillos, Gla P08 y los manchones de nieve (Mapa 5. Glaciares). Son en general *glaciares de valle*, ya que fluyen valle abajo, el ejemplo más típico es el glaciar Canito. Son de zona de alimentación simple, en forma de circo glacial (hoya rodeada por paredes de roca) como el caso del glaciar Canito y Potrerillos o bien de una depresión aplanada de pendiente relativamente suave como el caso del Guanaco y Los Amarillos. Hacia el norte del glaciar Canito, se encuentra un glaciar pequeño (Gla C34), el cual morfológicamente es un *glaciar de montaña*, debido a que está desarrollado dentro del circo. El frente de los glaciares en el área de estudio es de forma de lóbulo de poco desarrollo, excepto el glaciar Canito cuya lengua es bien clara. La orientación que presentan los glaciares es, en general, hacia el este y sureste.

**Glaciar Los Amarillos**, es un glaciar mediano, no presenta una morfología típica ya que se encuentra en una depresión aplanada de pendiente relativamente suave, ( $15^{\circ}/25^{\circ}$ ). Tiene una longitud de 1,7 km, su superficie es de  $1,10 \text{ km}^2$ ; se encuentra entre los 4900-5550 m, con una orientación hacia el sureste-sur. En el glaciar Los Amarillos el ELA se encuentra a los 5175 m.

**Glaciar Guanaco**, es un glaciar mediano, semejante en su forma al glaciar Los Amarillos. Tiene una longitud de 1,2 km su superficie es de  $0,82 \text{ km}^2$ , se encuentra entre los 5350-5000 m, su pendiente es muy suave ( $5^{\circ}/15^{\circ}$ ) y presenta orientación hacia el este. El ELA se ubica a los 5175 m.

**Glaciar Canito**, es un glaciar mediano de tipo *glaciar de valle*, de cuenca simple. Tiene una longitud de 1,4 km, su superficie es de  $0,65 \text{ km}^2$ , se encuentra entre los 4775-5250 m, su pendiente es fuerte en su frente ( $35-45^{\circ}$ ) y de  $5-15^{\circ}$  en el área de acumulación, su orientación es hacia el este. El ELA se encuentra a los 5075 m.

**Glaciar Potrerillos**, es un glaciar pequeño, de cuenca simple. Tiene una longitud de 0,5 km, su superficie es de  $0,23 \text{ km}^2$ , se encuentra entre los 5100-5400 m; su pendiente es fuerte ( $35^{\circ}/45^{\circ}$ ) y la orientación hacia el sureste. El ELA se encuentra a los 5250 m.

**Glaciar (Gla C34)**, es un glaciar pequeño, de montaña, tiene una longitud de 0.1 km, se encuentra entre los 4975-5100, la pendiente es fuerte ( $>45^{\circ}$ ) y la orientación es hacia el este.

**Glaciar (Gla P08)**, es un glaciar pequeño, tiene una longitud de 0.3 km, se encuentra entre los 5150-5300 m, la pendiente es fuerte ( $>45^{\circ}$ ) y la orientación es hacia el sureste.

### Fluctuaciones de área

En el año 2005, en el área de estudio, se detectaron 16 cuerpos de hielo descubierto y nieve perennes, es decir, que se mantienen al menos dos años consecutivos; y con un área mínima de 1 ha. El área total cubierta con nieve perenne y hielo es de 2,59 km<sup>2</sup> (figura 6). Pero si consideramos también la porción estudiada de la cuenca de Los Amarillos es de 3,38 km<sup>2</sup>.

Cuenca	Subcuenca	Area cuenca (km <sup>2</sup> )	Area Hielo descubierto (km <sup>2</sup> )	Protalus Rampart y Glaciar de escombros activo (km <sup>2</sup> )	Total (km <sup>2</sup> )	% area ocupada por cuerpos con hielo	% Area de hielo descubierto
Río Turbio	Arroyo Turbio	27	0.53	0.12	0.65	2.40%	1.96%
	Arroyo Canito	25	1.77	0.48	2.25	9.02%	7.09%
	Río Turbio	4	0.00	0.00	0.00	0.00%	0.00%
	<b>TOTAL</b>	<b>56</b>	<b>2.30</b>	<b>0.60</b>	<b>2.90</b>	<b>5.18%</b>	<b>4.11%</b>
Río Potrerillos	Río Potrerillos	27	0.29	0.21	0.49	1.83%	1.06%
	<b>TOTAL</b>	<b>27</b>	<b>0.29</b>	<b>0.21</b>	<b>0.49</b>	<b>1.83%</b>	<b>1.06%</b>

Figura 6: Representa las áreas ocupadas por los manchones de nieve, glaciares (hielo descubierto), protalus ramparts y glaciares de escombros activos, para cada una de las cuencas estudiadas, para el año 2005.

En esta figura se aprecian, además, las superficies de las distintas cuencas así como la parte de las mismas cubiertas por glaciares y manchones de nieve. El porcentaje de la cuenca cubierto por hielo o nieve es un indicador de la importancia que va a tener este componente en el régimen hídrico anual (ver apartado de hidrología). Así como su respuesta a las variaciones interanuales de precipitación y temperatura.

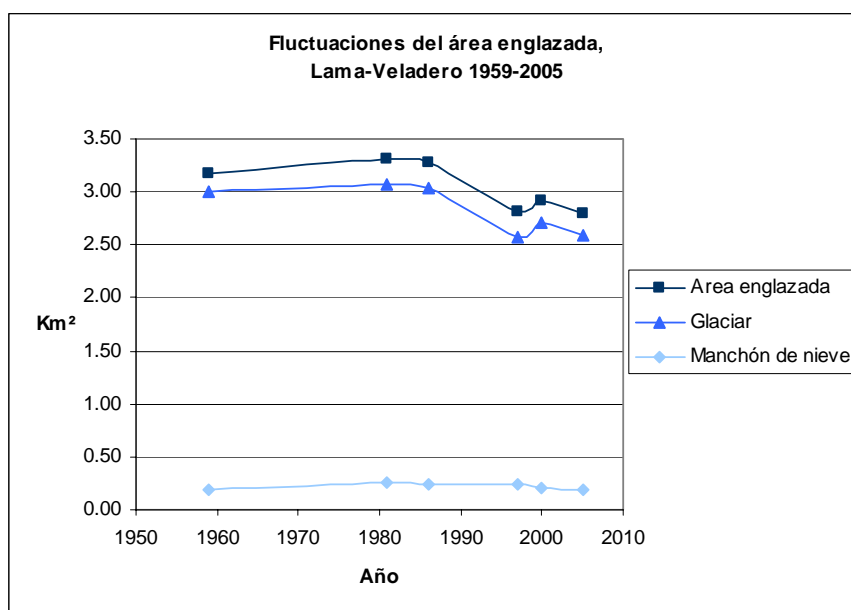


Figura 7: Evolución histórica de los glaciares y los manchones de nieve del área de estudio.

La figura 7 muestra, las fluctuaciones de las áreas totales de hielo descubierto y nieve (curva en color azul oscuro). Cada punto en las curva indica los años para los que se cuenta con fotos aéreas e información satelital. Los datos empleados en este gráfico se resaltan en color canela en la figura. 8. Para representar la serie de fluctuaciones areales históricas se seleccionaron los cuerpos de nieve y hielo descubierto presentes en todos los años considerados.

La curva azul oscuro muestra el área englazada y la azul representa el área cubierta por glaciares muestran un comportamiento similar. Esta figura permite apreciar la débil incidencia areal que tienen los manchones de nieve representada por la curva de color celeste. El 92% del área englazada corresponde a los glaciares y solo el 8% del área esta representada por los manchones de nieve, para el año 2005.

<b>Nombre</b>	<b>1959</b>	<b>1981</b>	<b>1986</b>	<b>1997</b>	<b>2000</b>	<b>2005</b>
Los Amarillos	1,09	1,31	1,26	1,11	1,17	1,10
Guanaco	0,85	0,88	0,89	0,82	0,83	0,82
Canito	0,98	0,82	0,83	0,61	0,68	0,65
Gla P07	0,24	0,25	0,25	0,17		0,23
Man A01	0,18	0,25	0,23	0,24	0,20	0,20
Man C35	0,21		0,25	0,23	0,17	0,17
Man C30	0,06		0,12	0,08		0,05
Gla C34	0,08	0,05	0,06	0,02	0,04	0,03
Gla P08	0,03	0,04	0,03	0,02		0,03
Man C33		0,03	0,03		0,03	0,02
Man T01			0,03	0,01	0,02	0,02
Man C31	0,02		0,04	0,02		0,02
Man P03	0,01	0,01	0,01	0,01		0,01
Man P09	0,01	0,02	0,02	0,01		0,01
Man C29			0,05			0,01
Man T03			0,01	0,01	0,02	0,01
Man P01	0,01	0,01	0,00	0,00		0,01
Man C28			0,06	0,01		0,00

Figura 8: Tabla de fluctuaciones de áreas de los glaciares y manchones de nieve, mayores de 0.02 km2.

Una medida sintética del comportamiento de los glaciares y manchones de nieve, consiste en comparar las áreas en 1959 y 2005. Este dato muestra una disminución de 12% del área englazada en los 46 años considerados.

En el año 1986 se manifiesta un aumento del área englazada producto del fuerte evento ENSO de 1982.

Si se consideran las fluctuaciones de área, graficadas en las curvas de la figura 9, se aprecian dos tendencias. Por un lado, los glaciares Los Amarillos y Canito tienen un comportamiento comparable, ya que acompañan la tendencia observada en la figura 7. Por el otro, el Guanaco presenta una notable estabilidad en su superficie a lo largo del tiempo.

Más detalladamente, se observa un aumento del área del glaciar Los Amarillos en la década del 80. El glaciar Guanaco muestra un comportamiento estable, con una leve recuperación del área

en el mismo período que Los Amarillos. En tanto el glaciar Canito presenta un declive relativamente constante.

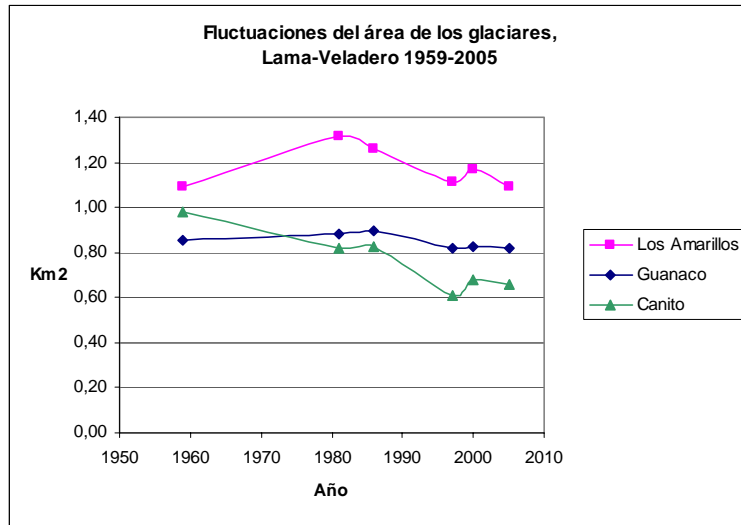


Figura 9: Evolución histórica de los principales glaciares del área de estudio.

La figura 10 muestra el glaciar Los Amarillos documentado por una foto aérea del año 1959 y la imagen Ikonos del 2005. La forma de la parte inferior del glaciar se modifica sensiblemente, pero su área es prácticamente igual en las dos escenas.

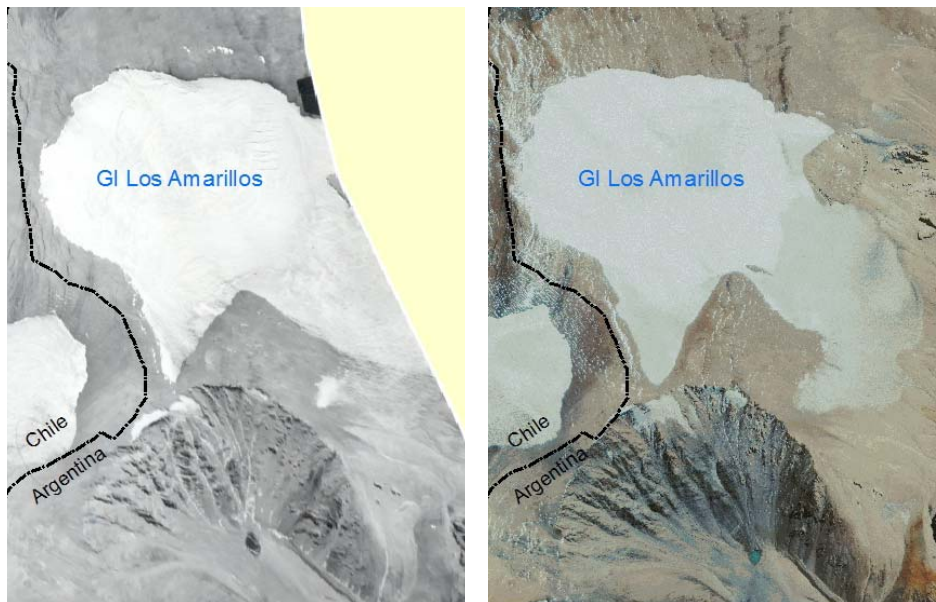


Figura 10: Glaciar Los Amarillos en 1959 (izq.) y en el 2005 (der.).

La figura 11 permite comparar el área del glaciar Guanaco, en territorio argentino, entre los años 1959 y 2005. Este glaciar, como lo indica la curva azul (figura 9), presenta un patrón de fluctuaciones de área muy débil. Los mayores cambios aparecen en el afloramiento triangular



que se observa en el sector N. Además la totalidad del frente sur se retira ligeramente en el 2005. Esto concuerda con lo que se aprecia en la curva mencionada que señala a este año como el de menor superficie.

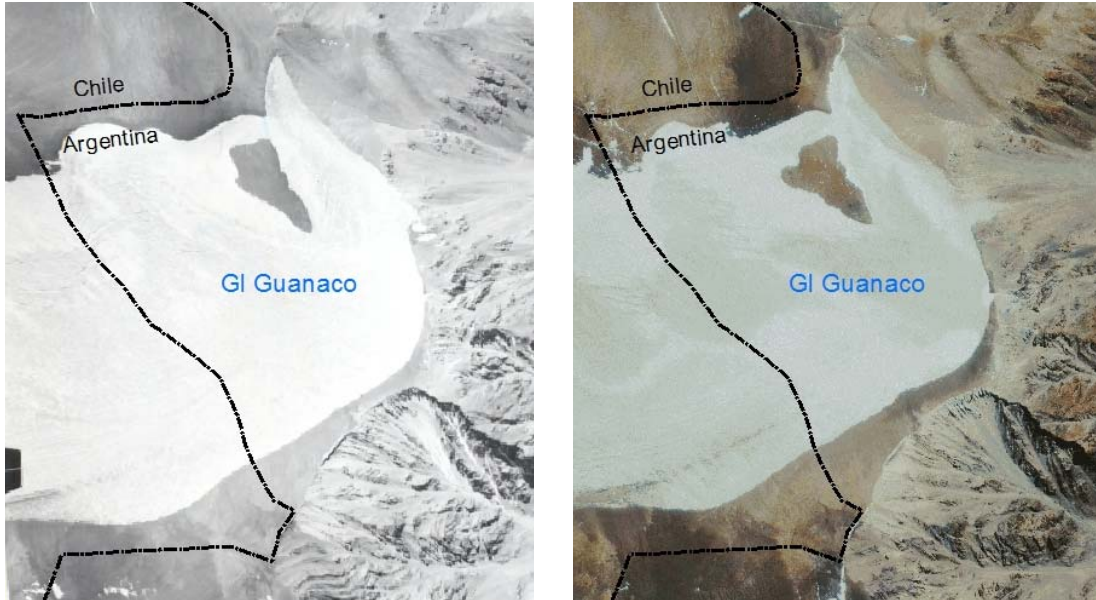


Figura 11: Glaciar Guanaco en 1959 (izq.) y en el 2005 (der.).

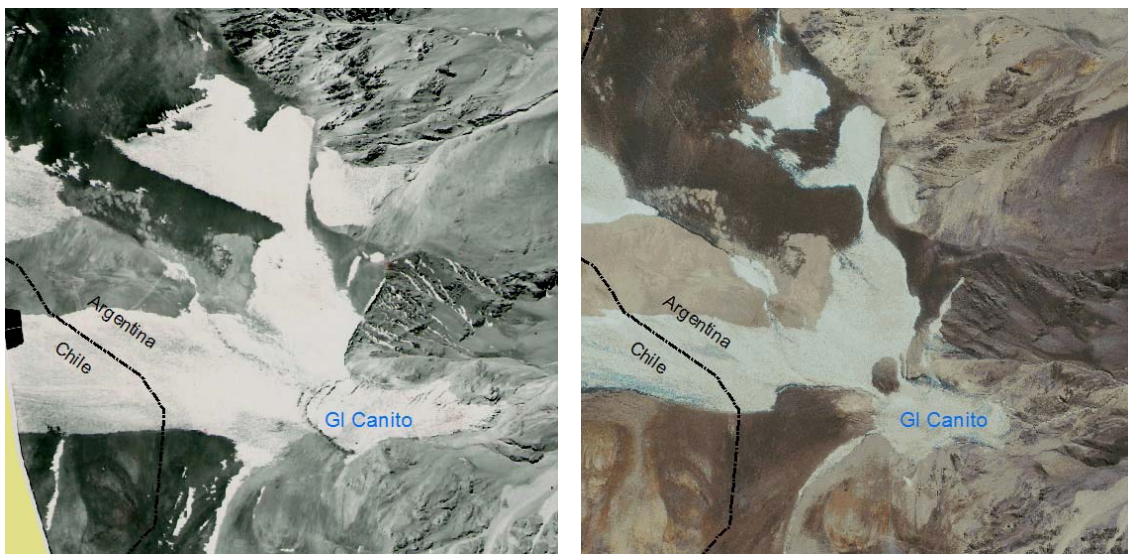


Figura 12: Glaciar Canito en 1959 (izq.) y en el 2005 (der.).

La figura 12 permite apreciar la notable pérdida de área del glaciar Canito entre 1959 y 2005. Este glaciar es el que retrocedió más pronunciadamente en el área de estudio, perdiendo un tercio (33 %) de su superficie en 46 años.

## *Rasgos característicos*

### Espesor



Figura 13: En la foto de la izquierda figura la Imagen Ikonos del glaciar Guanaco sobre el límite argentino-chileno, en la cuenca Canito. La cruz roja indica el punto de toma de la foto de la derecha. Aquí la capa superior de firn tiene unos 40 cm., mientras que el hielo en la base no tiene más de 15 cm. Las gafas en el suelo son un indicador de la escala.

En este trabajo no se midió el espesor de los glaciares. En base a información de fotos aéreas de 1959 y de Febrero de 2000, se aprecia, en general, una importante pérdida de espesor. Esto se evidencia especialmente en los glaciares Los Amarillos y Guanaco. Observando las fotos aéreas de 1959, el borde de los glaciares es neto y se aprecia que tienen espesor, en cambio en las fotos aéreas de 2000, la pérdida de espesor es notable. En el glaciar Guanaco (figura 13) en la parte superior del mismo, el borde del glaciar es dentado o sea se aprecia el deterioro del hielo en el año 2000.

El glaciar Canito perdió masa entre 1959 al 2005, según se observa en la figura 12.

El glaciar Agua Negra ubicado al sur de éste, a los 30°10 de latitud sur, en las cabeceras del arroyo Agua Negro, (Maturano et al., 1997) en base a sondeo de radio eco, midió un espesor máximo de alrededor de 45 m. Este glaciar presenta una topografía suavizada y muy aplanada, se extiende desde los 4600 m hasta los 4970 m con una longitud aproximada de 2.3 km y un ancho medio de 550 m.

### Penitentes

Los glaciares presentan penitentes en su superficie; esto puede verse en las fotos aéreas de 1959 y 2000 y en el terreno durante el mes de marzo de 2006 en los glaciares Guanaco y Canito. La existencia de penitentes como se mencionó anteriormente es una característica muy común en los Andes Centrales Secos. Su presencia aumenta la fusión de los glaciares y no permite definir claramente el límite de la línea de firn. La formación de penitentes es una regla general en los



Andes Secos de Chile y Argentina, se puede definir el límite sur de los Andes Secos por la desaparición de los penitentes a los 37° de latitud sur. El término penitentes proviene de la semejanza con “monjes religiosos caminando en un Día Santo”. Se presentan en láminas paralelas de nieve vieja o firn o de hielo, alineadas aproximadamente en sentidos este-oeste, e inclinadas hacia el sol. Se desarrollan principalmente en regiones nevadas donde existe una larga temporada sin precipitaciones, con tiempo despejado, aire frío y muy seco. El penitente resulta de una ablación desigual de la nieve y crece “hacia abajo” (Liboutry, 1956). Según este autor la presencia de penitentes aumenta muchísimo la fusión del glaciar, esto se debe a que existe fuerte radiación, se reduce el albedo por la presencia de los penitentes y las impurezas (detritos) que quedan en la superficie cuando la ablación las alcanza y se va acumulando en los corredores. En la superficie del glaciar Guanaco se observaron penitentes de entre 20 y 50 cm de alto (figuras 15 y 16) y en el frente del glaciar Canito hasta 2 m (figura 14).



Figura 14: Penitentes en el glaciar Canito. Obsérvese el tamaño de los penitentes comparado con la persona marcada en el círculo rojo.



Figura 15: Borde norte del glaciar Guanaco. Se observan penitentes no mayores a 50 cm.



Figura 16: Penitentes del glaciar Guanaco. En la foto se ve la orientación E-W de los penitentes.

### Grietas

En 1959, los cuerpos de hielo en el área de estudio tenían volúmenes notablemente mayores y *grietas* transversales. El movimiento es una característica fundamental para definir y caracterizar un glaciar. El glaciar Los Amarillos presenta grietas en el área de acumulación y las mismas son visibles tanto en las fotos de 1959, 2000 (figura 17) y en la imagen Ikonos de 2005. En el glaciar Guanaco se observan grietas en las fotos aéreas de 1959 en un área de convexidad del glaciar en su parte superior, en cambio estas grietas ya no se observan en las fotos aéreas de febrero de 2000 y en la imagen Ikonos de 2005. El glaciar Canito (figura 17) presenta en, el sector inferior, una fuerte pendiente donde se producen grietas, (fotos aéreas de 1959 y 1980), pero en la imagen Ikonos de 2005 esa zona del glaciar está libre de hielo y solo se observan grietas en la parte inferior de la lengua. El glaciar Potrerillos presenta grietas transversales en su parte superior y estas son visibles aún en la imagen Ikonos de 2005.

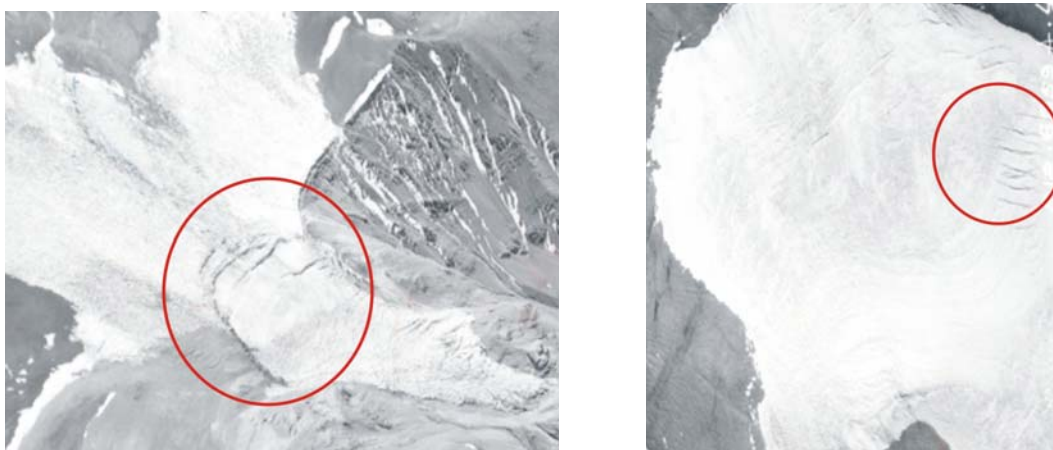


Figura 17: A la izquierda se observan grietas transversales en el glaciar Canito y a la derecha en el glaciar Los Amarillos (ambas corresponden a fotos aéreas de 1959).

### *Comparaciones con otros glaciares de los Andes Centrales*

Si comparamos las fluctuaciones de área de los glaciares Canito, Guanaco, y Los Amarillos con la de los glaciares del El Azufre y Peñón (35° de latitud sur, Río Grande, Provincia de Mendoza (Espizua y Maldonado, 2005), de tamaños y orientaciones análogos, la respuesta climática es similar. A pesar de que esta última zona está a mayor latitud y recibe mayores precipitaciones, las fluctuaciones de las superficies responden en forma similar. Sin embargo, es de destacar que las fluctuaciones son mucho menos marcadas en la zona de Lama-Veladero debido a que las precipitaciones son menores.

Si consideramos las fluctuaciones en longitud del glaciar Agua Negra (30°10' de latitud sur), de tamaño mediano, se aprecia que el glaciar retrocedió entre 1965 y 1981, avanzó entre 1981-1984, se mantuvo estacionario entre 1984-1987 y retrocedió entre 1988 y 1993. El avance 1981-84 y su posición estable podría estar relacionado con el fuerte fenómeno ENSO de 1982 y uno más débil en 1986-1987 (Leiva, 1999).

En base a registros históricos, fotos aéreas, imágenes satelitales y observaciones en el terreno, los glaciares El Azufre y El Peñón mostraron un retroceso continuo y marcado en la longitud desde 1896-7 hasta 1963, luego avanzaron entre 1963 y 1986, se mantuvieron estacionarios entre 1986 y 1990, retrocedieron entre 1990 y 2004 y se mantuvieron estables entre 2004 y 2005. La tendencia general, considerando la variación de la longitud acumulada desde 1896 al 2005, es de un retroceso general importante (Espizua y Maldonado, 2005). La respuesta respecto al clima de este tipo de glaciares está en el orden de décadas (GL/SAS/VAW/ETHZ, 2001).

Teniendo en cuenta los mismos períodos considerados o sea de los años donde se contó con información en ambas zonas, el comportamiento de estos glaciares es similar.

La tendencia negativa de largo plazo observada en distintos glaciares de los Andes Centrales desde principios del siglo pasado por varios autores (Cobos y Boninsegna, 1983; Espizua, 1986; Leiva, 1999; Espizua y Maldonado, 2005) es coincidente con la que se ha determinado para los glaciares de Lama-Veladero.

A nivel regional, recientemente, Cáceres, et. al., 2006, señalan que el comportamiento de 15 glaciares en Ecuador desde 1995 hasta el 2002, muestra una aceleración clara en el derretimiento de los glaciares desde comienzos de los ochenta. La situación es particularmente drástica para los glaciares de tamaño pequeño los cuales podrían desaparecer en los próximos diez años. Durante la década pasada (noventa) las tasas de ablación fueron en promedio altas, llegando a ser más intensas durante la fase cálida del ENSO (El Niño). Los glaciares tropicales y en particular los glaciares de Ecuador, se muestran como claros indicadores del calentamiento global y la variabilidad climática a una escala regional y mundial.

### *Conclusiones*

Desde el punto de vista glaciológico podemos concluir que:

- Los glaciares en el área de estudio son de tamaño mediano a pequeño.
- El inventario de glaciares y manchones de nieve indica que solo 3,38% del área estudiada esta englazada.
- El área englazada en 2005 es de 3.38km<sup>2</sup>, de los cuales 92% corresponde a glaciares y el restante 8% a manchones de nieve.
- Se estudiaron las fluctuaciones de área de todos los glaciares y manchones de nieve entre 1959 y 2005. La tendencia general de los glaciares estudiados es de disminución de área y pérdida de espesor.
- El área total englazada disminuyó un 12% entre 1959 y 2005.
- Los cambios no son muy notables, debido a que:
  - Son glaciares desarrollados en circos o depresiones, tipo hoyas, de escasa pendiente.
  - Las precipitaciones (de 100 a 350 mm por año) son escasas. En los glaciares El Azufre y Peñón ubicados unos 250 km hacia el sur, en los Andes Centrales, el cambio es más marcado debido a que las precipitaciones anuales son mayores.
- La mayor disminución de área, espesor y retroceso del frente, se registra en el glaciar Canito, que perdió un 33% del área en estos 46 años.
- El glaciar Guanaco no evidencia movimiento en su superficie. Esto se debe, probablemente, a que el movimiento es de muy pequeña magnitud.

- De mantenerse la actual tendencia climática, los glaciares se mantendrán en el mediano plazo aunque con importantes pérdidas de área y masa. Algunos manchones, en cambio, podrían desaparecer.
- El glaciar Los Amarillos se ve en un estado más “saludable”.

## Ambiente periglacial

### *Introducción*

El ambiente periglacial de Lama-Veladero ilustra el ambiente criogénico actual típico con condiciones semiáridas de los Andes Centrales. El límite del ambiente periglacial comienza próximo a los 4150 m con la clásica morfología de los glaciares de escombros, *termocarst*, *soliflucción* y *geliflucción*. Según Scholl (2002) en la zona El Paso de Agua Negra, a los 30° de lat Sur, el ambiente periglacial se encuentra entre los 4100 y los 5600 m.

Los métodos que se aplican para el estudio de *permafrost* son: directos, (excavaciones o perforaciones), semi-directos (mediciones y sondeos geofísicos como resistividad eléctrica) e indirectos (delineación de la distribución del permafrost usando indicadores ambientales) (Haeberli, 1975). En este trabajo se usaron métodos indirectos.

Según Knight Piésold (2006) en la zona Pascua-Lama se examinaron 26 registros de testigos de perforaciones y cortes de caminos a fines de Junio de 2005 y ninguno de estos sitios mostró algún contenido apreciable de hielo. Diversos rajos excavados hacia la *capa activa* (congelada en invierno) mostraron algunos cristales de hielo esporádicos rodeando los pedruscos individuales. Sin embargo, no se descubrió en el *suelo* hielo masivo. En base a estas observaciones BGC (Engineering Inc) estimó un contenido de hielo promedio de 3% en la capa activa.

La distribución del permafrost (continuo, discontinuo y esporádico) está controlada por variaciones en la exposición, condiciones climáticas locales, etc. Hasta el momento existen pocos datos cuantitativos acerca de la distribución vertical en los Andes. En la pendiente sur del Cerro El Plata (Provincia de Mendoza) el permafrost discontinuo se encuentra a los 3700 m (Trombotto et al., 1997); a 3200 m en el faldeo este del Cordón del Plata; por encima de los 3300 m y hasta los 4800 m en el sector oriental de los cordones del Plata y Portillo (Espizua, 1982; 1983); por encima de los 3.400 m en la cuenca del Río Volcán en la Provincia de San Juan y de los 3.600 en las zonas de Pachón, Mercedario y Río Colorado (Espizua y Aguado, 1984) y a 4000 m en la zona de Agua Negra (Schrott, 1994).

El patrón de distribución de los *glaciares de escombros* ha sido mapeado por varios autores (Haeberli, 1975, Barsch 1969,) estos estudios muestran claramente que los glaciares de

escombros se desarrollan por procesos de *reptación* en pendientes; sin embargo también se pueden formar a partir de *morenas* depositadas por los glaciares.

Barsch (1977) confirmó claramente en los Alpes en base a sondeos de resistividad eléctrica, que los glaciares de escombros consisten de detrito congelado en un 40-60%. Haeberli (1975) sostiene en base a estudios realizados también en los Alpes, que los glaciares de escombros son fenómenos producto de la reptación y por lo tanto, los indicadores más importantes de permafrost, los cuales pueden ser usados para determinar la distribución del mismo en regiones montañosas con clima continental. En regiones con fuertes precipitaciones los glaciares de escombros están casi ausentes.

No se pudo establecer la existencia del permafrost continuo. Teniendo en cuenta que autores soviéticos y americanos de acuerdo a Brown y Péwé (1973), establecen que el límite inferior del permafrost continuo en Los Alpes está dado en base a la altitud donde la temperatura media anual del aire es de alrededor de  $-8,5^{\circ}$  C. En base a esto, podríamos inferir que en el área de estudio el *permafrost continuo* podría estar ubicado a partir de los 5175 m, donde la temperatura media anual del aire es de  $-9^{\circ}$  C. En el mapa 4. Permafrost están representadas las isothermas de  $-9^{\circ}$  y  $-1^{\circ}$  C correspondientes a los límites considerados como permafrost continuo y discontinuo. Según Schrott (1994), supone que el permafrost continuo en el área del glaciar Agua Negra esta por encima de los 5200 m.

En el área de estudio el límite inferior del permafrost discontinuo se halla a partir de los 4150 m en la ladera sur. Este límite del permafrost discontinuo fue considerado teniendo en cuenta el mapeo de la distribución de los glaciares de escombros activos y puede ser determinado con un grado de exactitud alto. El límite superior estaría alrededor de los 5175 m, coincidiendo con la posición promedio de la línea de equilibrio (ELA) de los glaciares en el área. Se pudo observar en el terreno *hielo intersticial* a los 4800 m aproximadamente en cortes del camino hacia el glaciar Guanaco, lo cual indicaría la presencia de permafrost discontinuo entre estos límites (figura 18). Una altitud similar encontró Schrott (1994) en el área del glaciar Agua Negra.





Figura 18: Hielo intersticial en corte de camino que va hacia el glaciar Guanaco

En este trabajo no se realizaron sondeos de resistividad eléctricos en los glaciares de escombros. Schrott (1994) en Agua Negra, en base a la distribución de los glaciares de escombros, mediciones de la temperatura del suelo, sondeos de refracción eléctrica, sostiene que en el área de permafrost discontinuo la capa activa varía entre 1,4 m y 5 m de espesor dependiendo de las condiciones topográficas y microclimáticas. Asimismo encontró que a los 4720 m la capa activa no se congeló completamente hasta la *capa de permafrost* a una profundidad de 2,5 m durante el verano de 1999. Es probable que el permafrost en esta localidad no esté en equilibrio con las condiciones del presente y, en consecuencia un *talik* de supra-permafrost se desarrolló entre la base de la capa activa y el tope de permafrost.

Los glaciares de escombros se forman solo donde existe permafrost y una espesa acumulación detrítica. La distribución de los glaciares de escombros parece estar en función de la precipitación. El estudio de los glaciares de escombros fósiles permite la reconstrucción de la distribución del permafrost en el pasado y proporciona una estimación de la paleoprecipitación. Por debajo de los 4150 m, el permafrost ocurre esporádicamente en áreas con morfología favorable, como por ejemplo con baja radiación. El límite inferior del *permafrost esporádico* es difícil de precisar.

Dentro de la *geomorfología periglacial* podemos encontrar glaciares de escombros, protalus ramparts, flujos de detritos, caídas de rocas, *deslizamientos*, morenas, y aquellas geoformas originadas por procesos de geliflucción y soliflucción, entre otros (Mapa 3. geomorfología).

Se chequearon en el terreno diversos puntos de observación, con el objetivo de identificar las diversas geoformas mapeadas. Estas se presentan de forma similar en los valles considerados, indistintamente de la litología.

El término *soliflucción* es comúnmente aplicado a los procesos que operan en áreas de *congelamiento* estacional y áreas de permafrost. En este estudio se consideró la soliflucción

como un *flujo* lento pendiente abajo de materiales de la tierra saturados no congelados. La presencia de un sustrato congelado no está implicada en la definición original (Washburn, 1979). Sin embargo, un componente de la soliflucción puede ser la *reptación del suelo*. La *geliflucción* es un flujo lento pendiente abajo de materiales de la tierra no congelados sobre un sustrato congelado. La geliflucción es un tipo de soliflucción implicando la presencia de congelamiento estacional o permafrost. (Multi-Language Glossary of Permafrost and related ground-ice term, 2005). Es un término usado comúnmente combinado con banco (*bench*), *escalón (step)*, *lóbulo*, *manto*, y *corriente (stream)*, para indicar un origen periglacial del flujo del suelo.

Los procesos de geliflucción se desarrollan mejor en rocas que se rompen o desintegran en fracciones de rocas de tamaño mediano a chico.

Entre las principales geoformas periglaciales cabe destacar

### *Glaciares de escombros*

Genéticamente, han sido identificados dos tipos de glaciares de escombros: *glaciares de escombros de talud* y *glaciares de escombros de origen glacial*.

Los primeros no son de origen glaciogénico, pero son el resultado de deslizamientos de detritos y nieve en las pendientes de los valles. Los glaciares de escombros de talud presentan hielo intersticial, se forman en ambiente periglacial con abundante aporte de detritos en condiciones de permafrost. En general son cuerpos pequeños (300-1000 m de longitud) con forma de lengua o lóbulo y lineamientos de flujo (arcos y surcos longitudinales y transversales) debido a las fuertes pendientes. Los glaciares de escombros de origen glacial están relacionados a la parte terminal de un sistema glacial. Muestran estructuras de flujo bien definidas y terminan con un frente muy abrupto sin vegetación (Corte, 1976). La transición entre glaciar descubierto y glaciar de escombros ocurre en la parte terminal del frente del glaciar si la depositación del material morénico es lo suficientemente espeso (al menos 20-30 m) y a la existencia de permafrost (Barsh, 1978).

Ambos tipos de glaciares se clasifican a su vez en *activos*, *inactivos* o *fósiles*.

#### Glaciares de escombros activos

Cuerpo de forma lobulada o linguoide que fluye pendiente abajo a una velocidad media de 5 a 100 cm/año, y el cual está cementado por hielo intersticial (Barsch, 1978). Estos glaciares denotan señales de actividad a través de frentes con pendientes mayores a 35° y por una clásica morfología de “arrugas” en forma de arcos superficiales que indican sus movimientos de flujo (Outcalt y Benedict, 1965). A lo largo de estos frentes escarpados se encuentran bloques angulares (de tamaño mayor a 1m<sup>3</sup>), formando una capa de 2 a 5 m de espesor. Por debajo de esta capa los bloques son poco frecuentes y se encuentran inmersos en una matriz de tipo grava-



limo. De acuerdo a una perforación realizada por Barsch, la granulometría decrece con la profundidad. El límite inferior de estos glaciares, nos indican el límite inferior del permafrost discontinuo, y están asociados a una temperatura media anual de aire de aproximadamente de  $-1^{\circ}\text{C}$   $-2^{\circ}\text{C}$  (Barsch, 1978).

En el área de estudio, éstos se ubican en por encima de los 4150 m, asociados a la isoterma de  $-1^{\circ}\text{C}$ . Predominan en las laderas frías (orientadas hacia el sur), aunque excepcionalmente se pueden formar en las laderas norte. Presentan tamaños no mayor a 600 m de longitud.

En la figura 19 se observa un glaciar de escombros de talud activo, ubicado en la ladera sur del valle del Arroyo Canito, a unos 4150 m.



Figura 19. Glaciar de escombros de talud activo, de exposición S-SE, ubicado en el valle del Arroyo Canito, a unos 4150 m.

En el área de estudio se encontraron glaciares de escombros de origen glacial activos e inactivos en las nacientes de los valles del Arroyo Canito, Río Potrerillos y Arroyo Turbio.

El termocarst es considerado una característica de ablación que se desarrolla sobre el hielo de un glaciar cubierto por una delgada capa de detritos (morena supraglacial) (Corte, 1978; Clayton 1964). Está caracterizado por depresiones circulares, de pendientes asimétricas, y es un indicador del permafrost. Un ejemplo de termocarst se encontró en una morena del *Holoceno* en el valle del Arroyo Turbio.

Los *protales ramparts* son considerados como cuerpos embrionarios de un *glaciar de escombros activo*. El *protales ramparts* (Bryan, 1934) es una cresta de escombros o detritos que han sido acumulados gradualmente por caídas de rocas o de detritos a través de un banco de nieve perenne, comúnmente al pie del talud (Richmond, 1962).

En el área de estudio se han observado la presencia de varios *protales ramparts*. Estos se caracterizan por presentarse en cotas más elevadas y son de menor tamaño que los glaciares de

escombros activos de origen glacial. Se ubican a alturas mayores a 4350 m, y por debajo de la isoterma de  $-2^{\circ}$  C. Generalmente se presenta en las laderas de los valles y circos glaciarios, como se puede observar en las figuras 20 y 21.



Figura 20: Protalus ramparts en la ladera sur del valle del Canito.

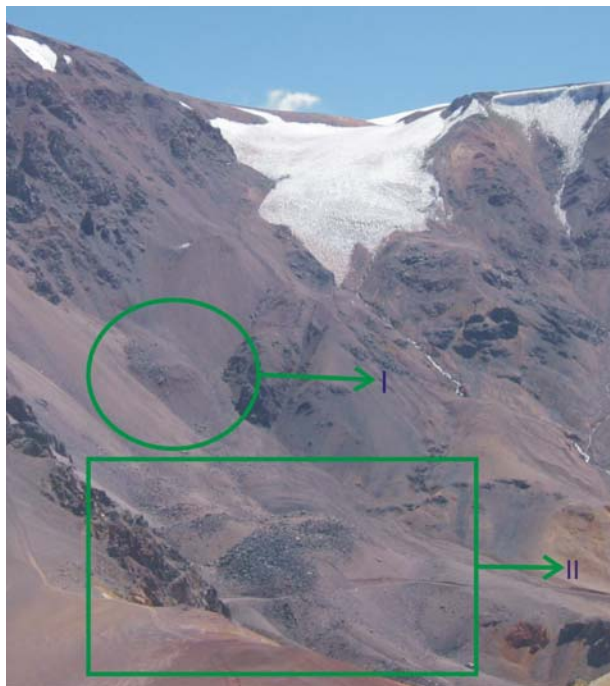


Figura 21: Esta fotografía corresponde al glaciar Canito. En el centro izquierdo de la fotografía se observa un pequeño protalus rampart (I), en el sector inferior se observa un glaciar de escombros (II). Al fondo se observa la lengua frontal del glaciar descubierto Canito.

### Glaciares de escombros inactivos

Los *glaciares de escombros inactivos* todavía presentan hielo en su interior pero han dejado de moverse. (Barsch, 1978). En el caso de glaciares de escombros de origen glaciogénico se presentan en la parte más externa del frente del glaciar, donde el hielo, si está todavía presente,

ha sido cubierto por una gruesa capa de detrito. Aparecen como cuerpos de hielo colapsados con un suavizado escarpe y en ocasiones vegetación en su frente (Espizúa, L., 1982).

Los glaciares de escombros de talud inactivos, al igual que los activos, predominan sobre las laderas orientadas hacia el sur, como es el caso del glaciar ubicado en la cuenca del Arroyo Turbio (figura 22). Este glaciar en particular está ubicado a 4100 m. Se presenta menos abultado y con un escarpe frontal poco acentuado, aunque su relieve superficial todavía está bien preservado.

En el área de estudio estos glaciares se ubican a partir de los 4100 m y están por debajo de la isoterma de 0° C.



Figura 22: Glaciar de escombros de talud inactivo de exposición S, ubicado en el valle del Arroyo Turbio, a unos 4100 m.

### Glaciares de escombros fósiles.

Los *glaciares de escombros fósiles* se caracterizan por presentar una morfología colapsada especialmente en su parte central y con sus bordes más elevados. Son glaciares muy poco abultados y con un escarpe frontal muy erosionado, ya que se ha fusionado todo el hielo en su interior.

Estos glaciares se ubican altitudinalmente más bajos, alrededor de los 3900 m y por debajo de la isoterma de 1° C (figura 23).

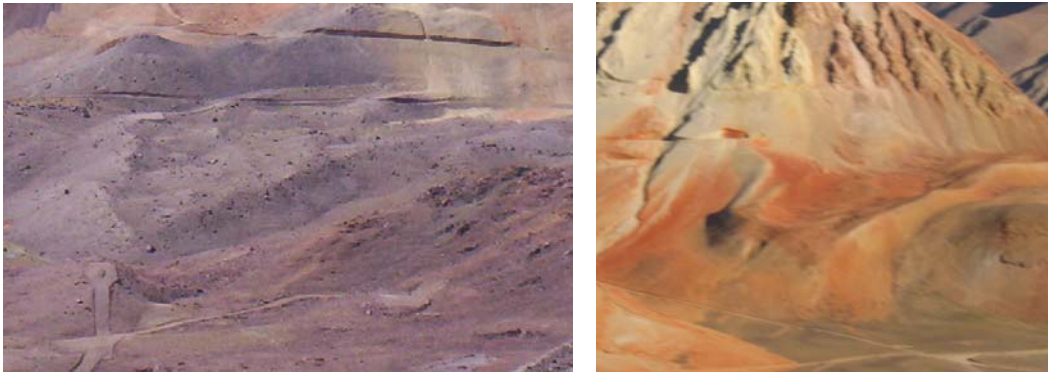


Figura 23: Foto de la izquierda glaciar de escombros fósil de exposición N, ubicado en el valle del Arroyo Canito (4100 m).Foto de la derecha glaciar de escombros fósil de exposición S, ubicado en el valle del Arroyo Canito, a 3950 m. Nótese la depresión que presenta el centro debido a la fusión del hielo intersticial

En general los glaciares de escombros se dan en zonas de mayor pendiente que la geliflucción, pero menores que los flujos de detritos. Los glaciares de escombros activos se forman a partir de pendientes que oscilan entre los 35°-45°, algunos llegando a alcanzar valores superiores a 45°. Los glaciares de escombros inactivos y fósiles se ubican en zonas de menores pendientes, 25°-35° y 15°-25° respectivamente.

Los protalus rampart se ubican en zonas de mayores pendientes que los glaciares de escombros activos (mayores a 45°), en pendientes similares en las que se localizan los flujos de detritos (Mapa 7. Pendientes).

### *Geliflucción-soliflucción*

Las geoformas observadas en el área de estudio relacionadas a los procesos de geliflucción se ubican por encima de los 4300 m e inferiores a la isoterma de -2° C. Estos se presentan con forma de pequeñas lomadas alargadas perpendiculares a la pendiente del terreno, escalones (steps) y bancos con formas de pequeñas terrazas. Los escalones son de pequeña altura (alcanzando los 30 cm aproximadamente) y con una separación entre dichas lomadas de hasta más de 2 m de longitud (figura 24). También se presenta la geliflucción en forma de lóbulos o suelos estriados, como se observa en las cercanías del glaciar Guanaco (figura 25).

En el mapa geomorfológico están representadas las zonas donde se presentan este tipo de procesos, aunque sería conveniente realizar algún estudio directo, realizando perforaciones, calicatas para verificar la presencia del permafrost en el sustrato.

La geliflucción tiende a presentarse sobre las laderas frías de orientación S-SW y con mayor espesor de detritos, suelo, o escombros. Se producen generalmente asociados a zonas de pendientes suaves, en gradientes tan bajos como 1°-2° (Washburn, 1979), por ello se observa en el área en cuestión que se distribuyen a lo largo de pendientes que oscilan entre los 0°-15°. Las



geoformas de geliflucción o soliflucción tipo lóbulos o terrazas se forman en pendientes mayores, de unos 15°-25° (Mapa 7. Pendientes).



Figura 24: Fotografía perteneciente al valle del Río Potrerillos, a unos 4325 m. Las pequeñas irregularidades que se observan sobre la ladera, son debido a los procesos de geliflucción



Figura 25: Estrías de geliflucción ubicadas en las cercanías del glaciar Guanaco

La soliflucción, en cambio, se presenta en cotas menores, donde las temperaturas del medio no alcanzan a mantener congelado el sustrato, especialmente en la estación de verano. La soliflucción se presenta como suelos estriados predominantemente (figura 26).



Figura 26: Suelo estriado debido a procesos de soliflucción, ubicado en ladera sur del valle del Arroyo Canito

### *Flujos de detritos*

Estas geoformas son muy abundantes en toda el área de estudio, ya que en este paisaje se presentan afloramientos muy meteorizados y fracturados debido a alteración hidrotermal, *fenómenos criogénicos* y fuertes pendientes (mayores a 45°), los cuales son factores favorables para la formación de estos tipos de flujos. La presencia de agua también es muy importante para la ocurrencia de estos tipos de depósitos, llegando a formar flujos de barro cuando la concentración de agua aumenta y disminuye la granulometría.

En general, estos flujos son activos y con una recurrencia que puede llegar a ser anual. No se observa vegetación sobre ellos, lo que es indicio de que todavía son inestables (figura 27).



Figura 27: En la foto de la izquierda se ve un conjunto de flujos de detritos sobre la ladera sur del valle del Arroyo Turbio. En la foto de la derecha se observan flujos de detritos, en la ladera sur del valle del Arroyo Turbio; se observa como los flujos se depositan sobre la morena. Se diferencian dos niveles de morenas laterales.

En la ladera sur del valle del Arroyo Turbio, los flujos de detritos terminan en su parte baja en forma de conos aluviales, allí donde la pendiente se suaviza, (figura 28) y se sitúan generalmente sobre las planicies glaciafluviales.



Figura 28: Flujos de detritos y la presencia de conos aluviales en la ladera sur del valle del Arroyo Turbio.

Los detritos que constituyen los flujos provienen de rocas intrusivas tipo granitos y dioritas principalmente en la cuenca del Arroyo Turbio, cambiando a rocas volcánicas hacia el este de la cuenca.

En la cuenca del Canito, no son tan frecuentes los flujos y se forman a partir de rocas volcánicas, volcano-clásticas, complejo de domos e intrusivos indiferenciados.

La presencia de permafrost, normalmente un sedimentos no consolidados con el hielo, lo cual limita la cantidad de material disponible para que sea erosionado y transportado como un *flujo de detrito*. Cambios en los regimenes de temperaturas provocarán fusión de la capa activa y alterarán la disponibilidad del material para ser erosionado y transportado.

En el área de estudio se observa que la mayor concentración de flujos de detritos se ubica cerca de las zonas de geliflucción, sobretodo en el valle del Arroyo Turbio y del Arroyo Canito. Los procesos de soliflucción también están asociados a la formación de flujos de detritos. Según Rebetz et al., (1997) las variaciones en la frecuencia y magnitud de los flujos de detritos pueden ser debido a la degradación del permafrost, por ello en zonas donde hay un movimiento de la capa activa (geliflucción), el aporte de detrito es constante y se producen flujos de detritos. El límite superior de aparición de flujos de detritos se encuentra por debajo del límite de los manchones de nieve. En todas las cuencas de estudio, el límite superior de aparición de los flujos se sitúa entre las isotermas de  $-9$  y  $-8^{\circ}$  C y los 4900-5200 m de altitud.

### *Caída de rocas*

Es la caída libre de detritos o rocas pendiente abajo, por acción de la gravedad. No sólo se da la caída de rocas en climas fríos, pero cuando el desprendimiento de estas es debido a procesos de *congelamiento y descongelamiento*, es considerada como un proceso periglacial (Clark, M. J. 1988). La caída de rocas se produce a partir de afloramientos rocosos que se fracturan y

disgregan debido a los procesos de gelifración, en fuertes pendientes mayores a 45° (Mapa 7 Pendientes).

Los tamaños de roca encontrados en el terreno como consecuencia de este proceso, son muy variados, desde centimétricos hasta métricos distribuidos aleatoriamente, como se observar en la figura 29.



Figura 29: Caída de rocas en el valle del Río Potrerillos.

Los bloques procedentes de la caída de rocas encontrados en el valle del Turbio corresponden a brechas hidrotermales y rocas volcánicas (rocas piroclásticas y lavas riolíticas de edad pérmicas).

En el valle del Canito las áreas de caída de rocas ocupan mayores extensiones y se asocian a otro tipo de litologías, de tipo intrusivos félsicos y máficos y a rocas volcano-clásticas (lavas andesíticas y rocas piroclásticas miocenas).

### *Deslizamientos*

Son movimientos caracterizados por desarrollar una o varias superficies de ruptura, una zona de desplazamiento y una zona de acumulación de material desplazado bien definidas.

Los deslizamientos que se ubican en la zona son de tipo rotacional, ocurriendo a lo largo de una superficie de ruptura de forma curva o cóncava.

Hay un gran deslizamiento en la cuenca del Potrerillos, asociado a una litología de rocas volcánicas y volcano-clásticas. En las cuencas del Turbio y Canito, los *deslizamientos* se localizan próximos a áreas donde se dan procesos de geliflucción y soliflucción y también en litologías de tipo volcánico.



## *Morenas*

Evidencias geológicas, glaciológicas y morfológicas indican que los Andes de Mendoza y San Juan han sido repetidamente invadidos por los glaciares durante el *Pleistoceno* y el *Holoceno*.

Si bien existen estudios detallados sobre las glaciaciones del Pleistoceno en los Andes de Mendoza como los realizados por Stingel y Garleff (1985) sobre el Pleistoceno tardío y los realizados sobre la secuencia glaciaria del Pleistoceno en el valle del Río Mendoza a los 33° de latitud sur, por Espizua, (1993); Espizua y Bigazzi, (1998); Espizua, (1999), Espizua, (2004), y también a los 35° de latitud sur en el valle del Río Grande (Espizua, 1998, Espizua, et al., 2002), en contraposición en los Andes de San Juan, estos estudios son muy escasos o no existen.

En lo que respecta al conocimiento de las fluctuaciones de los glaciares durante el Holoceno en este sector de los Andes de San Juan, también es muy escaso. Wayne (1981) a los 33° de latitud sur en la cuenca de Vallecitos en Cordillera Frontal de Mendoza, estudió en base a cronología relativa los avances del Pleistoceno y Holoceno. En el sur de Mendoza, a los 35° de latitud sur, Espizua, (2005), estudió los avances Neoglaciales ocurridos desde los últimos 5000 años antes del presente (AP) hasta el máximo avance de la Pequeña Edad de Hielo, en los valles de los ríos El Azufre y El Peñón en las nacientes del valle Valenzuela, en la cuenca del Río Grande.

### Morenas en Lama-Veladero

En el área de estudio Lama-Veladero morfológicamente hemos distinguido morenas del Pleistoceno y del Holoceno, pero debido al escaso tiempo para elaborar este informe, no se ha realizado un estudio detallado de los distintos avances ocurridos durante el Cuaternario. El estudio de las morenas se basó en fointerpretación de fotos aéreas de 1959, de febrero de 2000 y de la imagen satelitaria Ikonos 2004 y 2005 del área de estudio.

Existen turberas en el área de estudio relacionadas a los depósitos glaciales y glacio-fluviales, que presentan un potencial interesante para obtener posibles edades absolutas, que permitirían datar los avances glaciales a fin de obtener una cronología glacial. Debido a que es importante conocer la edad de los avances ocurridos y a que las turberas serán afectadas por la planta de procesos y dique de colas de la futura mina, se tomaron algunas muestras de *turba* de turberas relacionadas a morenas probablemente de edad Pleistoceno Tardío. Para esto se identificó en las fotografías aéreas los lugares potencialmente probables de obtener muestras de turba. Se realizaron perforaciones de la turba a efectos de tomar muestras para datarlas en el futuro por el método de radiocarbono (C14) y así obtener la edad absoluta del avance glaciario correspondiente. En la toma de las muestras se usó un perforador cuyo cabezal no disturba la muestra.

### Morenas Pleistocénicas

En toda el área de estudio se diferenciaron preliminarmente cuatro avances glaciarios ocurridos durante el Pleistoceno (Mapa 3. Geomorfología).

En orden de edad decreciente se diferenciaron remanentes de una morena lateral antigua que se halla en cada valle secundario y también en el valle principal del Río Taguas. El glaciar formaba parte un sistema glacial que fluía desde el sector limítrofe en las nacientes de cada valle hacia el este y se unía con un glaciar que fluía en el valle principal del Río Taguas en sentido S-N. La cota que alcanzó la morena lateral en el valle del Río Taguas es de aproximadamente 3950 m. Lo cual permite inferir que el espesor de hielo en esa glaciación en ese lugar era de 200 m aproximadamente. Esta morena está identificada en el mapa geomorfológico como Morena (A). Un segundo avance glaciario se diferencia en el área y la denominamos Morena (B). Los glaciares provenientes de los valles del Arroyo Canito y Arroyo Turbio confluían en el valle del Río Turbio formando una morena terminal a los 3750 m. En el valle del Río Potrerillos, la morena terminal se encuentra a los 3850 m y tentativamente se la podría correlacionar con la del valle del Río Turbio.

Un tercer avance Morena (C) con comportamiento similar, al anterior, presenta su morena terminal a los 3850 m en el valle del Río Turbio. En el valle Potrerillos la morena terminal probablemente correspondiente a este avance se encuentra a los 4000 m.

Se diferenció otro avance más joven Morena (D) cuyas morenas terminales en los valles Arroyo Turbio, Arroyo Canito y Río Potrerillos se encuentran a los 3900 m, 3925 m y 4175 m respectivamente.

En forma muy preliminar podríamos decir que la morena más antigua, Morena (A), probablemente corresponda a la Penúltima glaciación estimada tentativamente en 170 ka – 125 ka AP y las otras tres morenas, Morenas (B, C y D) podrían corresponder a tres avances de la Última glaciación. La Última glaciación está caracterizada por tres avances, uno correspondiente al Wisconsin temprano y podría haber ocurrido entre 75 ka – 60 ka AP., el siguiente sería el Último Máximo Glacial de una edad de alrededor de 20 ka AP y el más joven podría corresponder con un avance o reavance de alrededor 10 ka o 14 ka AP.

### Morenas Holocénicas

En el valle del Arroyo Turbio se diferenciaron tres avances del Holoceno, cuyas morenas terminales se encuentran a los 4150 m, 4325 m y a los 4675 m, presentando esta última termocarst. Probablemente el más externo corresponda con el avance de la Primera Neoglaciación (alrededor de los 5000 años AP).

En el valle del Canito existen varios avances glaciarios evidenciados por morenas laterales-terminales. Se diferenciaron tres avances glaciarios; el más externo a los 4175 m.

## *Turberas*

Las *turberas* son ecosistemas característicos de ambientes lacustres y fríos. Se trata por lo tanto de comunidades relicticas, vestigio de condiciones climáticas del pasado, originadas a partir de antiguas cuencas lacustres de origen glacial.

La formación de turberas es debida a la lenta descomposición de la materia orgánica. De ese modo, el paso de los años va produciendo una acumulación de turba que puede alcanzar varios metros de espesor, a un ritmo de crecimiento que se calcula de entre medio y diez centímetros cada cien años.

En muchos casos la génesis de las turberas tuvo lugar a partir de lagunas someras post-glaciales, que paulatinamente se colmataron con sedimentos poco permeables (limo-arcillas) y sobre ellos comenzó el desarrollo, alcanzando en la actualidad espesores variables.

En la zona del proyecto las turberas se ubican en el fondo de los valles. Suelen presentarse de forma aislada y aguas arriba de los distintos pulsos de las morenas terminales. El tamaño de las mismas va aumentando valle abajo, llegando a alcanzar un área de 25 ha correspondiente a la turbera inferior del Arroyo Canito.

Se tomaron varias muestras de diferentes turberas con el objetivo de poder datar dos avances presentes en el valle del Canito (figura 30), ya que estas morenas corresponden a depósitos de diferentes episodios glaciares que tuvieron lugar durante el Pleistoceno Tardío.



Figura 30: Turberas del valle Canito

## *Planicie glacifluvial*

Se entiende como *planicie glacifluvial* a una llanura suavemente inclinada formada de arena y grava por la gradación de las corrientes de fusión del frente de un glaciar (proglacial) (Strahler, 2005).

En el área de estudio, las planicies glacifluviales se ubican en el fondo de los valles principalmente en el Turbio y Canito.

### *Análisis de geoformas en función de la altura*

Se puede observar que la posición de los glaciares, manchones de nieve, protalus ramparts y glaciares de escombros, está estrechamente relacionada con la altura.

Dentro del ambiente glacial, se presentan los glaciares propiamente dichos y los manchones de nieve. Los primeros se ubican entre los 5600 y los 4900 m, mientras que los segundos se ubican entre 5325 y 4750 m (figura 31).

Los protalus ramparts se ubican entre los 4900 y 4350 m. Los glaciares de escombros activos 4600 y 4150 m. Posteriormente le siguen los glaciares de escombros inactivos, entre los 4525 y 4100 m. Los glaciares de escombros fósiles, se encuentran entre los 4325 y 3975 m.

En la tabla 2 en anexos se observa la posición de cada uno de los cuerpos, en coordenadas POSGAR con sus respectivas cotas inferiores y superiores. Además se muestra el área, la longitud y la orientación de dichos cuerpos.

En la figura 1 anexos, se observa detalladamente las alturas máximas y mínimas de cada uno de los cuerpos glaciarios en particular.

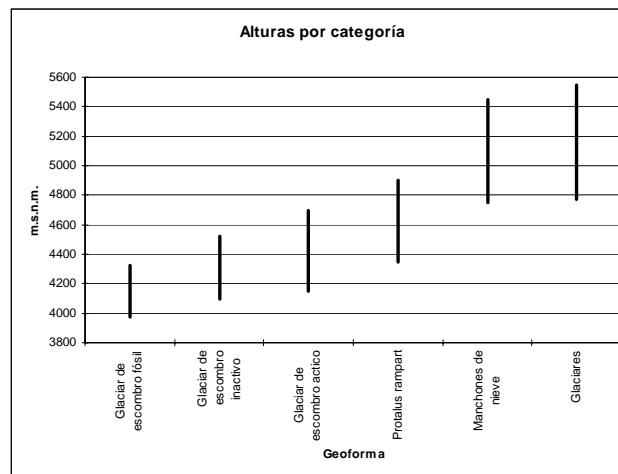


Figura 31: Distribución altimétrica de cada geoforma del área de estudio.

### *Análisis de las exposiciones*

A partir del modelo digital de elevación del terreno se realizó un mapa de exposiciones (Mapa 8. Exposiciones) con el fin de poder distinguir las laderas frías (que miran al S), de las cálidas (que miran al N) y así poder establecer relaciones con la geomorfología. Además se tiene en cuenta en el mapa de exposiciones la dirección predominante del viento para delimitar las laderas de exposición más favorables para la conservación de los cuerpos de hielo (SE) y la menos favorable (NW).

Los glaciares y manchones de nieve presentan exposiciones S/SE, correspondiente a las laderas frías. Los flujos de detritos se distribuyen por todo el área de estudio, en laderas cálidas y frías independientemente de las exposiciones.

Los procesos de geliflucción están asociados a laderas frías, de exposiciones S-SW.

Los glaciares de escombros poseen una exposición predominantemente S-SE. Escasos glaciares presentan exposiciones N-NE. También se observan dos glaciares de escombros de origen glacial con exposición E-SE.

En el caso de los protalus ramparts, no presentan una exposición predominante ya que se ubican en zonas muy elevadas, generalmente asociados a laderas de circos glaciares y laderas de valles. Como conclusión se observa que los cuerpos de hielo y geoformas asociadas se suelen ubicar en las laderas frías, de exposiciones S-SE. Las excepciones de cuerpos que se ubican en distintas exposiciones se explican porque están ubicados en cotas más altas, por lo que es posible su formación y conservación en las laderas cálidas.

### *Conclusiones*

El ambiente periglacial puede ser definido como aquel en el cual los procesos de la acción del congelamiento son dominantes. Existen dos criterios característicos en el ambiente periglacial. El primero es el congelamiento y descongelamiento del suelo generalmente asociado con el agua; el segundo es la presencia de suelo permanentemente congelado o permafrost. El término “Periglacial” más usado se refiere a un amplio rango de condiciones climáticas frías, sin tener en cuenta las proximidades de los glaciares tanto en el tiempo como en el espacio.

- El área del ambiente periglacial en la zona de estudio presenta su límite inferior a los 3750 m (morena Pleistocénica-B) y su límite superior esta aproximadamente a los 5300 m llegando hasta el entorno de los glaciares. Los glaciares propiamente dichos, son excluidos de esta franja ya que pertenecen al ambiente glacial.
- Dentro del ambiente periglacial fueron reconocidos los siguientes procesos y geoformas: glaciares de escombros, protalus ramparts, geliflucción, soliflucción, deslizamientos, caída de rocas, flujos y morenas.
- Se aplicaron métodos indirectos para conocer la distribución del permafrost en el área de estudio a través de indicadores ambientales. No se pudo establecer la existencia del permafrost continuo. Sin embargo, de existir se podría inferir que se encontraría por encima de los 5175 m asociada a la temperatura media anual del aire de -9° C.
- El límite inferior del permafrost discontinuo comienza aproximadamente a los 4150 m de altitud. El mismo fue considerado teniendo en cuenta el mapeo de la distribución de los glaciares de escombros activos y pudo ser determinado con un grado alto de exactitud. El límite superior estaría alrededor de los 5175 m, coincidiendo con la

posición promedio de la línea de equilibrio (ELA) de los glaciares en el área. Se pudo observar en el terreno hielo intersticial a los 4800 m de altura aproximadamente en cortes del camino hacia el glaciar Guanaco, lo cual indicaría la presencia de permafrost discontinuo.

- Los manchones de nieve perenne están fuertemente relacionados con la ocurrencia del permafrost local y se distribuyen entre los 4900 hasta 5300 m asociados a las isotermas inferiores de  $-7^{\circ}$ / $-8^{\circ}$  C.
- Los protalus ramparts se ubican entre los 4350 y 4800 m asociados a la isoterma inferior a  $-2^{\circ}$  C.
- Los glaciares de escombros activos se encuentran entre los 4150 hasta los 4600 m y están asociados a la isoterma por debajo de  $-1^{\circ}$  C predominando en las laderas frías.
- Los glaciares de escombros inactivos se ubican a unos 4100-4525 m y están asociadas a la isoterma inferior de  $0^{\circ}$  C.
- Los glaciares descombros fósiles se extienden entre de 3975 y 4325 m y están asociados a la isoterma de  $1^{\circ}$  C.
- Las geoformas observadas en el área de estudio relacionadas a los procesos de geliflucción se ubican por encima de los 4300 m e inferiores a la isoterma de  $-2^{\circ}$  C.
- La soliflucción, en cambio, se presenta en cotas menores, donde las temperaturas del medio no alcanzan a mantener congelado el sustrato, especialmente en la estación de verano.
- El límite superior de aparición de flujos de detrito se encuentra por debajo del límite de los manchones de nieve. En todas las cuencas de estudio, el límite superior de aparición de los flujos se sitúa entre las isotermas de  $-9$  y  $-8^{\circ}$  C y los 4900-5200 m de altitud.
- Los cuerpos de hielo y geoformas asociadas se suelen ubicar en las laderas frías, de exposiciones S-SE. Las excepciones de cuerpos que se ubican en distintas exposiciones se explican porque están ubicados en cotas más altas, por lo que es posible su formación y conservación en las laderas cálidas.

## **Hidrología**

### *Introducción*

Poco es lo que se conoce sobre la hidrología de los ambientes glaciales y periglaciales en las áreas de alta montaña. Corte, (1976) realizó observaciones cualitativas de los glaciares de

escombros en los Andes de Mendoza y destacó la importancia hidrológica de estos cuerpos en numerosos trabajos. Schrott, 1991, 2002, investigó la hidrología de los glaciares de escombros en la cuenca del Agua Negra a los 30°10' de latitud sur.

### *Interpretación de la Descarga de Agua Superficial (DAS)*

Con los datos de las estaciones LA3, SW6, LA2, LA8 y LA16 (Mapa 6. Hidrología) se obtuvieron la variación de la descarga de agua superficial (DAS) a lo largo del año, registrándose cuatro ciclos hidrológicos anuales, comenzando en Mayo para finalizar en Abril del siguiente año.

En función de los resultados obtenidos se graficó la DAS correspondiente a los ciclos hidrológicos máximos y mínimos de sus respectivas cuencas (figura 32), junto con la DAS correspondiente al promedio de los cuatro ciclos hidrológicos obtenidos. Dentro de estos ciclos hidrológicos, el ciclo Mayo 1999 – Abril 2000 corresponde a un ciclo seco, los ciclos Mayo 2000 – Abril 2001 y Mayo 2001- Abril 2002 corresponden a regimenes normales, mientras que el ciclo Mayo 2002 - Abril 2003 pertenece a un ciclo húmedo con presencia de grandes caudales debido a las grandes precipitaciones observadas durante el invierno de este mismo ciclo

Las cuencas del Arroyo Canito, Arroyo Turbio y Río Turbio se comportan de manera similar, donde se observan dos picos de aumento de los caudales en la curva promedio. El primero corresponde al mes de Octubre-Noviembre, donde el aumento de temperatura atmosférica, durante la primavera, favorece la fusión de la nieve precipitada a lo largo del invierno. Una parte del agua de fusión de la nieve escurre rápidamente en los cauces superficiales y queda evidenciada por el incremento de los caudales. Otra parte del agua de fusión se infiltra en el suelo detrítico y se vuelve a congelar por sobre la capa activa. Al inicio del verano, cuando la mayor parte de la nieve se fusionó, el caudal de los cursos de agua desciende ligeramente y posteriormente hay un incremento que alcanza un pico en los fines del verano. Dingman (1973) detectó en una pequeña cuenca (*zona de permafrost discontinuo*), que el agua liberada por descongelamiento de la capa activa no contribuye al flujo del cauce en forma significativa. No obstante, la infiltración de agua de fusión de la nieve hacia la capa activa puede aportar a la escorrentía más tarde durante la estación de verano. Las mediciones de hielo del suelo realizadas por Kutchment et al., (2000) confirmaron la hipótesis de que una parte considerable del agua de fusión, que se infiltra se vuelve a congelar y alcanza el cauce del río solo después del inicio del descongelamiento de la capa activa (Knight Piésold, 2006). Según Schrott (2002), en base a estudios hidrológicos en la cuenca del Agua Negra, muestra que después de la fusión de la nieve en Noviembre y Diciembre, el agua liberada de la capa activa y de la superficie congelada estacionalmente, contribuye en parte al caudal de la cuenca para todo el período de ablación 1990/91. Asimismo, sostiene que usando el promedio del caudal del glaciar de

escombros “Dos lenguas” (5-8 l/s) como un valor mínimo y teniendo en cuenta el agua de fusión provista por todos los otros glaciares de escombros activos existentes en el cuenca, el caudal estimado sería de alrededor del 13% del flujo total medio para los meses de verano.

El aumento que se observa en los caudales en la zona de estudio en el mes de Febrero se debe al descongelamiento de la capa activa y la ablación de los glaciares.

Durante los meses de Marzo y Abril la temperatura comienza a disminuir, reduciendo progresivamente la fusión del hielo, dando lugar a que el drenaje vuelva a su caudal de base. Este caudal se mantiene constante durante el invierno hasta nuevamente repetirse el nuevo aumento de caudal en la próxima primavera. (figura 32 a; b; y c).

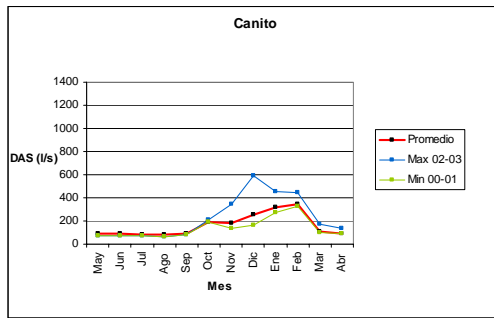
Cuando hay un año de fuertes precipitaciones, como en el caso del ciclo hidrológico anual correspondiente a Mayo 2002 - Abril 2003, se producen varios cambios en el ciclo hidrológico anual. Primero ocurre un fuerte aumento del pico de la fusión nival (primer pico), pasando a ser éste más importante que el segundo correspondiente al derretimiento de la capa activa y de los glaciares. A su vez se produce un desplazamiento del pico de fusión nival hacia los meses de mayor temperatura debido a que no solamente hay mayor disponibilidad de nieve para fusionar, sino que también se necesita mayor cantidad de tiempo y temperatura. Este desplazamiento enmascara al segundo pico quedando solamente uno solo bien marcado con una pequeña meseta, correspondiente al segundo pico.

En la cuenca de Potrerillos se observa el primer pico en Septiembre - Noviembre y luego un descenso leve de la curva hasta el mes de Diciembre. A partir del mes de Enero en adelante el caudal se mantiene constante. Esta cuenca presenta un comportamiento hidrológico nival, sin observarse el segundo pico, esto se debe probablemente a que las laderas en las nacientes de la cuenca poseen una orientación sureste-este con escaso desarrollo de los cuerpos de hielo (Mapa 8 Exposiciones).

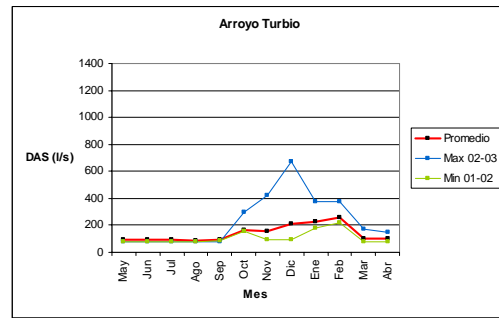
El comportamiento de la cuenca de Río de Las Taguas es de tipo nival, debido a que el agua aportada por la fusión de nieve es mucho mayor que la aportada por la fusión de los cuerpos de hielo (figura 32 e). Esto se debe a que es una cuenca de mayor tamaño (627 km<sup>2</sup>), por lo que el área donde se acumula la precipitación nival es muy superior a la ocupada por los cuerpos de hielo.

En general el aporte de agua por fusión de cuerpos de hielo es importante en las zonas elevadas cercanas a estos. A medida que el cauce se va distanciando de estos cuerpos, el aporte por fusión nival va adquiriendo gradualmente mayor importancia hasta convertirse este en el principal aporte de agua de la cuenca.

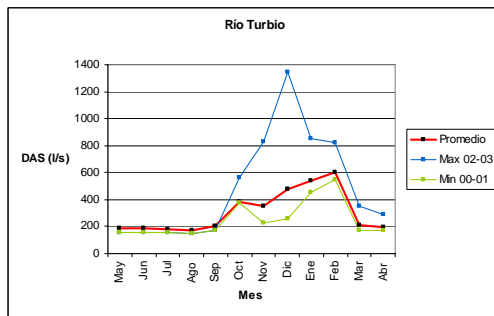




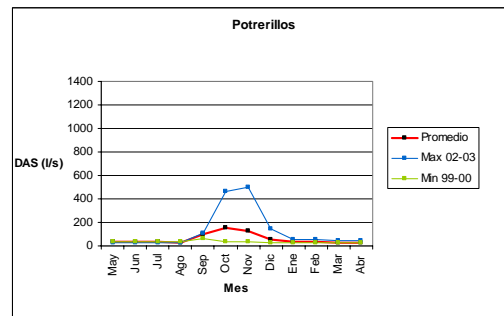
a) Cuenca del Canito



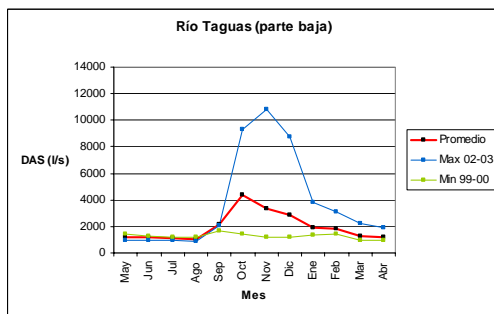
b) Cuenca del Arroyo Turbio



c) Cuenca del Río Turbio



d) Cuenca del Potrerillo



e) Cuenca del Río de Las Taguas

Figura 32: Representa los ciclos hidrológicos anuales. Se graficaron las curvas máximas, mínimas y promedios de la DAS en las cuencas Arroyo Canito (a), Arroyo Turbio (b), Río Turbio (c), Río Potrerillos (d) y Río de Las Taguas (e). La escala de la DAS en la última cuenca es 10 veces mayor, ya que se trata de una cuenca de mayor tamaño.

En la figura 33 se puede observar claramente como responden las variaciones de caudales en función de la temperatura. El segundo pico de la DAS coincide perfectamente con el punto de mayor temperatura, ya que la fusión de los cuerpos de hielo aumenta con el incremento de la temperatura. No sucede lo mismo con el primer pico de la DAS, ya que esta depende principalmente de la cantidad de nieve disponible para fusionar.

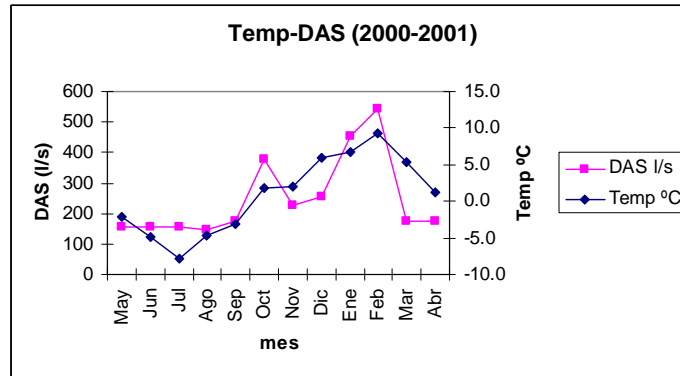


Figura 33: Representa las curvas de DAS correspondiente a la cuenca del Río Turbio junto con las temperaturas observadas en la estación SML-1, ubicada en la cuenca de Lama. Estos datos corresponden al año hidrológico Mayo 2000-Abril 2001

### *Comparación de la DAS respecto a las precipitaciones y temperaturas*

En general la precipitación en el área de estudio ocurre predominantemente en forma de nieve, siendo despreciable la contribución de la lluvia en el balance de agua de dicha área.

Debido a la falta de registros prolongados de la precipitación en el área de estudio, este parámetro fue estimado para la cuenca de estudio a partir de correlaciones con el registro de la estación meteorológica de la mina El Indio en Chile (Knight Piésold, 2004).

Si se analizan las precipitaciones, según el modelo hidrológico de la cuenca del Río de Las Taguas superior (Knight Piésold, 2004) en función de la DAS para un mismo ciclo hidrológico anual se puede observar que las fuertes precipitaciones son de tipo nival y ocurren entre los meses de Mayo a Septiembre, donde predomina el clima frío, mientras que los primeros aumentos de la DAS ocurren durante el mes de Octubre, cuando las temperaturas promedio mensual superan los 0° C (figura 33). Este retardo se debe a que las precipitaciones ocurren durante el invierno, donde el agua precipitada se mantiene en forma sólida, y comienza a drenar por los cauces cuando la temperatura atmosférica aumenta (Octubre) produciendo la fusión de la nieve evidenciado en el incremento de la DAS (figura 34).

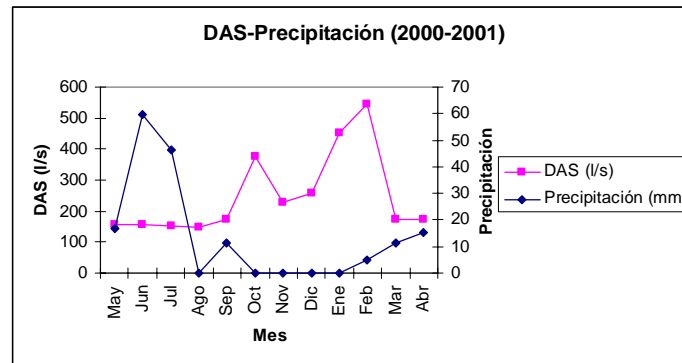


Figura 34: La figura representa la curva de DAS y de precipitación, ambas correspondientes a la Cuenca del Río Turbio para el año hidrológico Mayo 2000-Abril 2001.

### Conclusiones

En el ciclo hidrológico de las cuencas estudiadas se observa una cronología de la descarga de agua superficial (DAS). El primer aporte de agua se produce por la fusión de la nieve (Octubre-Noviembre), mientras que el segundo corresponde a la fusión de los glaciares y de los suelos congelados (Enero-Febrero).

En las cuencas del Arroyo Canito, Arroyo Turbio y del Río Turbio, el principal aporte de agua proviene de la fusión de los glaciares y suelos congelados, mientras que en la cuenca del Río Potrerillos y en especial la de Río de Las Taguas, el principal aporte proviene de la fusión de la nieve.

Las cuencas Arroyo Canito, Arroyo Turbio y Río Turbio presentan un régimen hidrológico glaci-nival, a diferencia de la cuenca Río Potrerillos de régimen nivo-glacial. Esta diferencia se debe a que esta última cuenca presenta un área poco englazada (figura 6).

La cuenca de Río Taguas posee un comportamiento nivo-glacial, ya que el agua aportada por la fusión de la nieve es mucho mayor que la aportada por la fusión de los cuerpos de hielo y del *suelo congelado*. Esto se debe a que es una cuenca de mayor tamaño (627 km<sup>2</sup>), por lo que el área donde se acumula la precipitación nival es superior a la ocupada por los cuerpos de hielo.

En general el aporte de agua por fusión de cuerpos de hielo es importante en las zonas elevadas cercanas a estos cuerpos. A medida que la cuenca se va agrandando y distanciando de estos cuerpos, el aporte por fusión nival va adquiriendo gradualmente mayor importancia hasta convertirse este en el principal aporte de agua de la cuenca.

Las precipitaciones son la fuente primaria de agua y su importancia radica en que aportan agua a los cauces y recargan la capa activa de la superficie congelada estacionalmente, de los glaciares de escombros y los glaciares descubiertos.

El hielo cubierto y descubierto posee una importante función almacenando y regulando los flujos emergentes en los meses de verano cuando no se producen precipitaciones.

## **IMPACTO DE LA INFRAESTRUCTURA MINERA DE PASCUA-LAMA EN EL AMBIENTE GLACIAL Y PERIGLACIAL**

Para dimensionar el impacto potencial que el desarrollo de la Mina Pascua-Lama pudiera llegar a ocasionar en el ambiente glacial y periglacial analizado en este estudio, se superpusieron el mapa de infraestructura de KNIGHT PIÉSOLD CONSULTING, 2004. *Informe Impacto Ambiental. Proyecto Pascua Lama*, y el Mapa 3 Geomorfología, elaborado en este trabajo (Mapa 10 Impacto de obras).

El desarrollo de los rajos Pascua-Lama, Penélope Oeste, Penélope Este, la escombrera El Morro, la cinta transportadora, planta de procesos, dique de colas, caminos mineros, campamento y las demás infraestructuras de servicio, no afectará directamente ningún cuerpo de hielo descubierto, que incluye a todos los glaciares y manchones de nieve mapeados.

El rajo Pascua-Lama, escombrera El Morro, caminos de la mina, rajos Penélope Oeste y Este, cinta transportadora subterránea y parte de la cinta superficial se ubicarán en el área mapeada como de permafrost discontinuo en la cuenca del Arroyo Turbio. El área de permafrost discontinuo que será afectada por estas obras es de 300 ha lo que representa el 17% del área de permafrost discontinuo de la cuenca del Arroyo Turbio.

Los rajos Pascua-Lama, Penélope Oeste y Este, cinta transportadora subterránea y superficial, caminos de la mina afectarán 130 ha de permafrost discontinuo.

En el caso de la Escombrera El Morro, que cubre un área de 170 ha de permafrost discontinuo, es difícil predecir que consecuencias tendrá el permafrost discontinuo a futuro, aunque podría esperarse que probablemente la cobertura adicional de escombros de varios metros de espesor, preserve el hielo.

El impacto de estas obras de infraestructura tendrá escasa incidencia sobre el permafrost discontinuo.

El desarrollo de las demás obras de infraestructura, como planta de procesos, dique de colas y otras obras de servicio, solo afectará el suelo de congelamiento estacional y el impacto será muy poco significativo.

En conclusión las obras a desarrollar por el Proyecto Pascua-Lama, en el sector argentino, no afectarán directamente a los glaciares, manchones de nieve, glaciares de escombros y el impacto sobre el permafrost discontinuo no es significativo.

## GLOSARIO

### Acción de congelamiento

**Los procesos de meteorización mecánica causados por la alternancia o ciclos repetidos de congelamiento y descongelamiento del agua en los poros, grietas, generalmente en superficie. (Bates, R.L. and Jackson, J.A., 1980).**

Comentarios:

Sinónimo de congelifración.

### Campo de nieve o glaciaretos

**Pequeñas masas de hielo de forma indefinida en depresiones, lechos de ríos y pendientes protegidas las cuales se han desarrollado a partir de nieve barrida por el viento, avalanchas y/o fuertes acumulaciones en varios años.**

Comentarios:

Normalmente no presentan patrones de flujo visibles; existen al menos por dos años consecutivos.

Los campos de firn deberían ser clasificados como “glaciaretos y campos de nieve”.

### Capa activa

**Se designa como capa activa la capa que cubre el permafrost y está sometida a ciclos anuales de congelamiento y descongelamiento.**

Comentarios:

Este término está asociado al permafrost. Sin embargo, algunos investigadores (Péwé et al., 1969; Washburn, 1979; Corte, 1969) también aplican el término a la capa de suelo que congela y descongela en ambientes de no permafrost.

### Capa de permafrost

**La capa de permafrost es más o menos de superficie irregular y representa el límite superior del permafrost, o sea, es la superficie de división entre el permafrost y la capa activa.**

Comentarios:

En la literatura Rusa y China la capa activa comprende: (1) capa de congelamiento estacional por encima del permafrost, (2) capa congelada estacionalmente yaciendo sobre suelo no congelado dentro o fuera de áreas de permafrost (Multi-Language Glossary of Permafrost and related ground-ice terms , 2005).

### Características de soliflucción

**Características geomorfológicas de varias escalas producidas por procesos de soliflucción.**

Comentarios:

Características típicas de soliflucción:

1. “apron” soliflucción: depósito semejante a un fanglomerado en la base de la pendiente.

2. lóbulo de soliflucción: forma lobulada, aislada de 25 y 150 m de largo, formada por una soliflucción más rápida sobre ciertas secciones de la pendiente mostrando variaciones en el gradiente; comúnmente tienen un frente con pendientes entre  $15^\circ$  y  $>45^\circ$  y una superficie relativamente suave en la parte superior.

3. manto de soliflucción: depósito sin selección, saturado de agua derivado de materiales locales que se mueve o ha sido movido pendiente abajo. Suelos estriadados, seleccionados o no, han sido comúnmente asociados con mantos de soliflucción.

4. terraza de soliflucción- escalón bajo, o banco de frente derecho o lobulado, el último refleja diferenciaciones locales en el grado de flujo. Presentan un borde blocoso pendiente abajo que embanca un área de grano fino pendiente arriba. Se presentan en pendientes de entre  $5^\circ$ - $15^\circ$ . Brown, 1969; Washburn, 1979.

### **Ciclos de congelamiento y descongelamiento**

#### **Congelamiento y descongelamiento cíclico de los materiales de la corteza terrestre.**

Comentarios:

Ocurre en las latitudes medias, en las montañas tropicales, y en la parte superior (capa activa) de los materiales perennemente congelados – permafrost – de las regiones polares. (Corte, 1983).

### **Cobertura de nieve**

**Acumulación de nieve caída cubriendo el suelo.**

### **Congelamiento**

**La ocurrencia de las temperaturas del aire por debajo de  $0^\circ$  C.**

### **Congelamiento estacional**

**La ocurrencia de la temperatura del suelo por debajo de  $0^\circ$  C para solamente una parte del año.**

### **Congelifracción**

**La desintegración mecánica de la roca o suelo debido a la gran presión del agua congelada en los poros, grietas y a lo largo de planos de fractura.**

### **Cuñas de hielo**

**Cuerpo de hielo masivo generalmente en forma de cuña, con su ápice hacia abajo, compuesto de un bandeado foliado o vertical, comúnmente blanco.**

### **Deslizamiento**

**Es el movimiento, hacia abajo y hacia fuera de una ladera, de una masa de suelo o roca el cual ocurre principalmente sobre una superficie de ruptura o falla (debilidad del terreno).**

Comentarios:

Se pueden presentar de dos formas:

Deslizamiento Rotacional: Los desplazamientos ocurren o tienen lugar a lo largo de una superficie de ruptura de forma curva o cóncava.

Deslizamiento Traslacional: Consiste en el desplazamiento de una masa a lo largo de una superficie de ruptura de forma plana u ondulada.

### **Fanglomerado Glacifluvial**

**Es una acumulación de sedimentos glacifluviales en forma de fanglomerado depositado por el agua de fusión en frente de la morera terminal de un glaciar. La coalescencia de fanglomerados forman la planicie glacifluvial.**

### **Fenómenos criogénicos**

**Fenómenos físicos-geológicos peculiares, que se producen en regiones criogénicas.**

Comentarios:

Estos fenómenos se producen debido al congelamiento y descongelamiento multicíclico, como así a los efectos del congelamiento intensivo tanto en los materiales naturales como en las obras del hombre (Corte, 1983).

### **Firn, hielo**

**La *nieve* que cae en la parte superior del glaciar, se transforma, por compresión de las diferentes capas de nieve, en un material más pesado, pero aún poroso denominado *firn* y finalmente se transforma en *hielo*.**

### **Flujo de detritos**

**Un tipo de deslizamiento rápido y destructivo, en el cual el material suelto sobre la pendiente, es movilizado por saturación y fluye pendiente abajo desde canaletas o gargantas.**

Comentarios:

A mayor contenido de agua el movimiento es más rápido. Pueden transportar grandes bloques a gran distancia pendiente abajo. Los flujos de detritos también ocurren en áreas que no presentan permafrost.

### **Fusión de la nieve**

**Fusión de la cobertura de nieve, y también el período durante el cual la fusión de la cobertura de nieve ocurre al final del invierno.**

### **Geliflucción**

**Flujo lento pendiente abajo de materiales de la tierra no congelados sobre un sustrato congelado.**

Comentarios:

Geliflucción es un tipo de soliflucción implicando la presencia de congelamiento estacional o permafrost. (Multi-Language Glossary of Permafrost and related ground-ice terms, 2005).

Es un término usado comúnmente combinado con banco (*bench*), *escalón (step)*, *lóbulo, manto*, y *corriente (stream)*, para indicar un origen periglacial del flujo del suelo.

### **Geocriología**

**El estudio de los materiales de la tierra que tienen una temperatura por debajo de 0° C.**

Comentarios:

A pesar que los glaciares no son excluidos, el término generalmente se aplica al estudio del suelo congelado, incluyendo el suelo congelado estacional y el permafrost. (Multi-Language Glossary of Permafrost and related ground-ice terms, 2005).

### **Glaciares**

**Los *glaciares* son básicamente cuerpos de nieve y de hielo que se mueven y que han sido formados como resultado de la re-cristalización de la nieve (UNEP/GEMS, 1992).**

Comentarios:

Los glaciares se forman en áreas donde la cantidad de nieve caída en invierno excede a la cantidad que se funde o evapora en verano y fluyen hacia fuera y hacia abajo donde la pérdida excede la acumulación. El movimiento del glaciar transfiere el exceso de nieve y de hielo (formado a partir de la nieve) desde el *área de acumulación*, en la parte superior del glaciar hacia el *área de ablación*, en la parte inferior del mismo. Según Lliboutry (1956), se llama *glaciar* toda masa de hielo perenne, formada por acumulación de la nieve, cualquiera sean sus dimensiones y formas. Cuando el glaciar adquiere cierto espesor, fluye bajo su propio peso hacia alturas inferiores.

### **Glaciar de escombros activo**

**Una masa de fragmentos de roca y material fino, en una pendiente, que contiene hielo masivo o hielo intersticial y muestra evidencias de movimiento actual.**

Comentarios:

Los glaciares de escombros activos poseen un fuerte pendiente en su frente con ángulos que pueden exceder el ángulo de reposo (Washburn, 1979).

### **Glaciar de escombros fósil**

**Una masa de fragmentos de roca y material fino, en una pendiente, formados en condiciones climáticas pasadas. Su contenido de hielo se ha fusionado.**

Comentarios:

No tienen movimiento y presentan una morfología colapsada.

### **Glaciar de escombros inactivo**

**Una masa de fragmentos de roca y material fino, en una pendiente, que contiene hielo masivo o hielo intersticial y que no muestra evidencias de movimiento actual.**

### **Glaciar de montaña**

**Cualquier forma, a veces similar a un glaciar de valle pero mucho más pequeño; frecuentemente localizado en un circo o nicho (Müller et al., 1977).**



### **Glaciar de valle**

**Fluyen valle abajo; el área de acumulación está bien definida.**

### **Hielo**

**Agua congelada.**

Comentarios:

Comúnmente ocurre en cristales hexagonales. En regiones de permafrost, el hielo puede ocupar lugares espacios entre el suelo y las rocas y puede desarrollarse en una variedad de formas. El hielo puede variar de incoloro o azul claro a azul-verdoso y puede ser blanco debido a las burbujas de gas. En zonas expuestas también puede ser negro.

### **Hielo caótico, hielo glaciar cubierto, hielo de superficie cubierto**

**Hielo que aparece en el permafrost como relictos de la acción de los glaciares.**

Comentarios:

Se encuentra en los bordes de las zonas englazadas (Corte, 1983).

### **Hielo intersticial**

**Es el hielo que se forma en sedimentos o en sistemas porosos gruesos.**

### **Hielo de segregación**

**La formación de capas discretas o lentes de hielo segregado en suelo mineral u orgánico, como resultado de la migración (y congelamiento) del agua en los poros.**

Comentarios:

Comúnmente ocurre en capas alternadas de hielo y suelo.

### **Holoceno**

**Época del período Cuaternario, a partir de fines del Pleistoceno, aproximadamente unos 8.000 años AP hasta la actualidad.**

### **Lentes de hielo**

**Cuerpos de hielo en forma de lentes, predominantemente horizontal y de cualquier dimensión.**

### **Línea de equilibrio**

**Se encuentra más o menos en la mitad del glaciar, donde la nieve caída iguala la nieve que se pierde.**

Comentarios:

El área por encima de la línea de equilibrio se denomina *área de acumulación*, y por debajo *área de ablación*. En condiciones de equilibrio lo que se pierde desde el área de ablación es compensado por el movimiento del material hacia abajo desde el área de acumulación y ésta es compensada por la nieve caída. (UNEP/GEMS, 1992).

### **Línea de nieve**

**Separa áreas en las cuales la nieve depositada desaparece en verano de áreas en las cuales ésta permanece durante el año.**

Comentarios:

El área de ablación se incrementa aguas arriba del glaciar hasta el fin de la estación de ablación (al final del verano). La altitud de la línea de nieve puede ser medida y por lo tanto comparada con la de otros años. (UNEP/GEMS, 1992).

### **Manchones de nieve**

**Área relativamente pequeña cubierta de nieve que permanece después del principal período de fusión de la nieve.**

Comentarios:

Estas áreas son comúnmente remanentes de nieve acumulada por el viento (*snowdrift*).

### **Morenas**

**Depósito de drift no estratificado, predominantemente till, depositado directamente por la acción del hielo del glaciar, en una variedad de formas topográficas que son independientes de la topografía sobre la que se deposita el till. El till es transportado y depositado por el glaciar y la morena es la expresión morfológica.**

### **Morfología Periglacial.**

**Es la región ubicada no solo al borde de los glaciares sino, también de aquellas regiones que aunque ubicadas lejos de ellos, están sometidas a continuos congelamientos y descongelamientos, como así también al estado de permafrost (Corte, 1983 ).**

Comentarios:

Se diferencia de esta manera dos disciplinas: una que se ocupa de las formas, y la otra del estudio de los procesos y su relación con las formas.

### **Movimiento del glaciar**

**El glaciar transfiere el exceso de nieve y de hielo (formado a partir de la nieve) desde el *área de acumulación*, en la parte superior del glaciar hacia el *área de ablación*, en la parte inferior del mismo.**

Comentarios:

En el área de acumulación la cantidad de nieve que cae es mayor a la que desaparece por fusión, escurrimiento y evaporación; en el área de ablación ocurre lo inverso.

A pesar que los glaciares se mueven muy lentamente, típicamente unas pocas decenas de metros, la cantidad de material transportado es masiva. El movimiento consiste de capas de nieve, firn y de hielo que se mueven una sobre la otra, incrementando su velocidad cuando alcanza la *línea de equilibrio*. Esta aceleración sirve para extender el glaciar aguas abajo produciendo no solo *crevasses*, (*grietas*) sino que tiende a enterrar al firn en profundidad. Las fuerzas (shear stress) o cambios de velocidad son mayores en las márgenes de un glaciar de valle. La mayoría de las *crevasses* se producen en esas zonas si bien también se producen cuando la masa de hielo se mueve en una zona de fuerte pendiente. (UNEP/GEMS, 1992).

### **Neoglaciación**

**El término Neoglaciación es usado para el período de expansión glaciár posterior al calentamiento global “maximum Hypsithermal interval” (Porter y Denton, 1967) y solamente el último y más extendido episodio de actividad glaciaria es descrito como la “Pequeña Edad de Hielo” la cual terminó a fines del siglo IX.**

### **Nieve**

**Cristales de hielo precipitados desde la atmósfera, principalmente en forma hexagonal compleja.**

Comentarios:

Meteorológicamente, la nieve también incluye granos de nieve (partículas de hielo granular opacas).

### **Pequeña Edad de Hielo**

**Intervalo frío y corto que se extiende abarcando los siglos XVI, XVII y XVIII hasta aproximadamente el año 1850.**

### **Periglaciár**

**Procesos y geoformas asociadas con frío, en ambientes no glaciales.**

Comentarios:

**El término fue originalmente usado para describir las condiciones del clima y geoformas de áreas periféricas a mantos de hielo del Pleistoceno y glaciares. La tendencia moderna se refiere al ambiente periglaciár a un amplio rango de condiciones de clima frío sin tener en cuenta su proximidad al glaciár en tiempo y espacio, (Multi-Language Glossary of Permafrost and related ground-ice terms, 2005).**

**Para otros autores la zona actual periglaciár es considerada como coincidente con la región de suelo perennemente congelado, o permafrost. (Bloom, 1987).**

### **Permafrost**

**Suelo o roca, con hielo incluido y materia orgánica que permanece en o por debajo de 0° C al menos dos años consecutivos.**

Comentarios:

La definición de permafrost incluye suelo seco-congelado y suelo húmedo-congelado. En las condiciones de suelo seco-congelado hay muy poco contenido de agua en los poros, por lo tanto, la temperatura es el único criterio. En las condiciones de suelo húmedo-congelado cierta cementación del hielo debe estar presente (Washburn, 1979).

El término ha sido definido como suelo congelado perennemente más que permanentemente debido a que cambios en el clima y las condiciones de la superficie pueden causar una rápida fusión del permafrost.

La mayoría de los autores coinciden en la definición de permafrost con una temperatura debajo de 0° (Brown, 1967; Brown and Kupsch, 1974; Ferrians, 1965. De hecho una temperatura de 0° es específicamente aceptada por la Enciclopedia Rusa (Sharbatyan, 1974; 1975; French, 1976).

### **Permafrost continuo**

**Zona de permafrost que no es interrumpida por manchones o bolsillos de suelo no congelado.**

Comentarios:

De acuerdo a Brown (1967) y Crawford and Johnston (1971) la zona entre el permafrost continuo y discontinuo se encuentra donde la temperatura media del aire es de alrededor -8.3°.

La parte superior del permafrost continuo está en balance con el clima actual, pero la base probablemente se está fusionando lentamente, dependiendo del clima pasado y presente y del flujo de calor geotermal.

### **Permafrost discontinuo**

**Zona de permafrost conteniendo manchones de suelo no congelado; ocurre en una zona intermedia entre el permafrost continuo hacia el norte y el esporádico, hacia el sur (Bates, R.L. and Jackson, J.A., 1980).**

Comentarios:

De acuerdo a numerosos investigadores el límite inferior del permafrost discontinuo en Norte América coincide generalmente con la isoterma media anual del aire de -1° (Brown, 1967; 1970; Gold and Lachenbruch, 1973). Sin embargo, de acuerdo a otros autores como Péwé, (1975), se encuentra aproximadamente en la isoterma de 0°.

Es de esperar que ocurran algunas variaciones debido a la topografía, vegetación, cubierta de nieve y a otros factores. Posiblemente mucho de la zona de permafrost discontinuo esta en desequilibrio con el clima presente.

### **Permafrost esporádico**

**Región de suelo predominantemente no congelado conteniendo escasas áreas de permafrost (islas) (menos del 10% de la superficie expuesta)**

Comentarios:

Áreas individuales de permafrost completamente rodeadas por *suelo no congelado* y ampliamente separadas.

### **Planicie glacifluvial**

**Ver definición de fanglomerado aluvial.**

### **Pleistoceno**

**Época del período Cuaternario, después del Plioceno y anterior al Holoceno. Comenzó unos dos o tres millones de años AP y terminó al comienzo del Holoceno hace unos 8000 años AP (Bates, R.L. and Jackson, J.A., 1980).**

### **Procesos de congelamiento**

Los más importantes son:

1. *Acción de la humedad*: La acción del frío sin *humedad* es imposible.
2. *Acción de la temperatura*. Un congelamiento rápido reduce la migración de la humedad por lo tanto, el agua en los poros tiende a congelarse *in situ*. Sin embargo, si hay un continua contribución de la humedad y se pueden formar gruesos lentes de hielo.
3. *Efecto del tamaño del grano*: La porosidad en el suelo esta fuertemente influenciada por el tamaño de grano y su distribución y es un factor primario que controla la cantidad de flujo de calor, transferencia de humedad y otros factores relacionados (Jumiks, 1973).

Comentarios

Operan independientemente de los procesos de remoción en masa y de otros procesos de pendientes (Washburn, 1979)

### **Procesos de remoción en masa**

**Movimiento pendiente abajo de suelo o roca, sobre o cerca de la superficie de la tierra bajo la influencia de la gravedad.**

Comentarios:

Las propiedades de la masa de los materiales transportados dependen de la interacción del suelo y de las partículas de rocas y del contenido de humedad. El proceso de remoción en masa incluye desplazamientos lentos como *reptación*, *geliflucción*, *soliflucción* y movimientos rápidos como *caída de rocas*, *deslizamientos*, *flujos* y *sus combinaciones* (Bates, R.L. and Jackson, J.A., 1980).

En áreas de permafrost, los procesos de remoción en masa no están limitados a la capa activa, pueden incluir desplazamientos causados por la formación y reptación del hielo (ground ice) entre el permafrost (Washburn, 1979).

### **Protalus ramparts**

**Lomada de detrito acumulado por caída de rocas o detritos con poco material fino, relacionada a un manchón de nieve, generalmente al pie de un talud.**

### **Región de permafrost**

**Una región en la cual la temperatura de algunos o de todos los suelos debajo de la capa de congelamiento y descongelamiento estacional permanece continuamente a o por debajo de 0° C al menos dos años consecutivos.**

Comentarios:

La región de permafrost está comúnmente subdividida en *zonas de permafrost*.

### **Regolito**

**Capas de materiales sueltos de variado origen: detrito de rocas (*in situ*), cenizas volcánicas, acarreo glacial.**

Comentarios:

Coluvio es un término más preciso.

### **Reptación**

**Desplazamiento lento de los materiales de la superficie del suelo por efecto de crecimiento de hielo acicular o lentes de hielo.**

Comentarios:

El crecimiento de hielo levanta partículas finas y gruesas, las que luego al fundirse el hielo quedan en una posición más baja. La reptación afecta la parte superior del suelo mientras que la geliflucción afecta la interna por el agua de fusión que facilita el movimiento (Corte, 1983).

### **Soliflucción**

**Flujo lento pendiente abajo de materiales de la tierra saturados no congelados.**

Comentarios:

El término es comúnmente aplicado a los procesos que operan en ambas áreas: congelamiento estacional y áreas de permafrost.

La presencia de un sustrato congelado no está implicada en la definición original (Washburn, 1979). Sin embargo, un componente de la soliflucción puede ser la *reptación del suelo*. Los rangos de flujo varían ampliamente.

### **Suelo**

**En el presente contexto se define suelo a todo material orgánico o inorgánico, ó los dos, que se encuentra en superficie y que es objeto de las actividades productivas y constructivas del hombre.**

Comentarios:

Este material puede ser el suelo en sentido pedogenético e ingenieril. Cuando se habla de suelo con congelamiento y descongelamiento estacional o permafrost, se refiere a esos materiales en estos estados térmicos (Corte 1983).

### **Suelo congelado**

**Suelo o roca a temperaturas de 0° C o por debajo en el cual parte o todos los poros de agua han sido transformados en hielo.**

Comentarios:

Suelos perennemente congelados (cryotic) se refieren al suelo que permanece a ó por debajo de 0° C continuamente por dos o más años y por lo tanto es sinónimo de permafrost.

### **Suelo congelado estacionalmente**

**Suelo que se congela y fusiona estacionalmente.**

Comentarios:

En la literatura Rusa y China, el suelo congelado estacionalmente forma la *capa activa* en áreas con o sin permafrost.

### **Suelo descongelado estacionalmente**

**Suelo que se descongela y congela anualmente.**

Comentarios:

En áreas con permafrost el suelo que se descongela estacionalmente forma la *capa activa*.

### **Suelos poligonales y estriados - suelos estructurados**

**Son términos generales para las estructuras producidas por contracción térmica o bien por el congelamiento y descongelamiento cíclico, por la acción de varios procesos combinados o sólo por el congelamiento.**

Comentarios:

Estructuras poligonales, rectilíneas y de otros tipos que se designan con el nombre de suelos estructurados; en inglés el término más adecuado sería (“Patterned ground”) (Washburn, 1979). No es necesaria la presencia de permafrost para que se desarrollen estas estructuras. Ellas están bien desarrolladas en regiones de intensa acción (frost action) de congelamiento presente y pasada.

### **Talik**

**Zona no congelada existente entre el límite inferior del congelamiento estacional y la capa de permafrost.**

Comentarios:

También se denomina talik a zonas no congeladas existentes entre el permafrost y por debajo de él (French 1976).

### **Talud**

**Es una acumulación de detritos de varios tamaños, transportados desde las laderas de las montañas por gravedad, nieve, agua de fusión, avalanchas de nieve, y lluvia al pie del valle.**

### **Talud de caída de rocas**

**Es un depósito de rocas angulares de todos los tamaños que se forma al pie de fuertes pendientes rocosas o afloramientos, como producto de la caída de rocas o deslizamiento de las mismas hacia la base del talud.**

### **Termocarst**

**El término incluye los procesos y la forma resultante debido a la fusión del hielo cubierto por detrito (Kachurin, 1962).**

Comentarios:

En el termocarst existen dos procesos de fusión: (1) la fusión producida por la fusión diferencial del hielo cubierto por detrito; (2) los procesos de fusión producidos por el agua de fusión. El primero produce elevaciones y depresiones (Corte 1960) mientras que el segundo produce lagos, canales, túneles, etc. En este estado temprano el termocarst está caracterizado por depresiones circulares, o lagos de termocarst. En estados más avanzados, el termocarst debido a

la fusión del agua, se producen túneles, agujeros, y los lagos son drenados. Finalmente, como la capa de detrito que cubre el glaciar se incrementa, las características del termocarst son cubiertas por detrito (Corte 1978).

### **Turba**

#### **Un depósito de restos de plantas humificadas.**

Comentarios:

La turbera es el lugar donde crece la turba.

### **Valles asimétricos**

#### **En regiones criogénicas la simetría térmica de pendientes se considera la causa de formación de valles asimétricos (French, 1976).**

Comentarios:

El concepto de asimetría es válido para valles en sentido Este-Oeste. También se indica simetría de pendientes en valles en sentido Norte-Sur, en este caso es debido a diferencias en la acumulación de la nieve debido al viento.

### **Zona de permafrost**

#### **Subdivisión principal de la región de permafrost.**

Comentarios:

La región de permafrost es generalmente subdividida en zonas de permafrost basado en la proporción de suelo que está perennemente congelado (cryotic). Se subdivide en *permafrost continuo*, *discontinuo* y *esporádico* (Muller, 1943; Brown, 1967; Washburn, 1979).



## BIBLIOGRAFÍA

- ANDREWS, J. T., 1975.** *Glacial systems, an approach to glaciers and their environments.* Environmental systems series. 191pp.
- BARSCHE, D., 1969.** *Studien und Messungen an Bolockgletscher in Macun, Unterengain.* *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplémentband 8, pp. 11-30.
- BARSCHE, D., 1977.** *Ein permafrostprofil aus Graubü Schweizer Alpen.* *Z. Geomorph. N.F.* 21, 1, pp.79-86 Berlin – Stuttgart.
- BARSCHE, D., 1978.** *Active rock glaciers as indicators for discontinuous alpine permafrost. An example from the Swiss Alps.* Third International Conference on Permafrost, Proceedings 1, pp 348-353.
- BATES, R.L. and JACKSON, J.A., 1980.** (Eds). *Glossary of Geology.* pp.751.
- BLOOM, A. L., 1987.** *Geomorphology. A systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms.* Prentice-Hall, INC, pp. 510.
- BROWN, R. J. E., 1967.** *Comparison of permafrost condition in Canada.* *Polar Record* 13, pp. 741-751.
- BROWN, R. J. E., 1970.** *Permafrost in Canada:* Toronto, Univ. Toronto Press, pp. 234.
- BROWN, R. J. E., and PÉWÉ, T. L., 1973.** *Distribution of permafrost in North America and its relation-ship to the environment: A review, 1963-1973: 71-100 in North America Contribution, Permafrost Second International Conference (Yakutsk, USSR, 13-28 July, 1973): Washington, DC, Natl. Acad. Sci. (783 pp.)*
- BROWN, R. J. E. and KUPSCH, W.O., 1974.** *Permafrost terminology:* Canada Natl. Research Council, Div. Building Research Tech. Mem. III, pp. 62.
- BRYAN and KIRK, 1934.** *Geomorphic processes at high altitudes:* *Geog. Rev.*, 24. Citado en Washburn 1979.
- BUK, E., 2002.** *Hidrología de ambientes periglaciales. Cuenca morenas Coloradas – Vallecitos, Cordón del Plata, Cordillera Frontal, Mendoza.* IANIGLA, 30 años de Investigación básica y aplicada en Ciencias Ambientales. (D. Trombotto y R. Villalba (eds). CLIWARDA Climate Impact on Water Resources and Drylands Agricultura, pp. 73-75.
- CACERES, B., FRANCOU B., FAVIER V., BONTRON G., MAISINCHO L., TACHKER P., TAUPIN J-D., DELACHAUX F., CHAZARIN J.P., VUILLE M., CADIER E. and VILLACIS M., 2006.** *El Programa de Glaciología Ecuatoriano. CONCORD.* Resúmenes. Simposio sobre Cambio Climático: Organizando la Ciencia para la Cordillera Americana incluyendo Resúmenes de IAI – CRN 03 y UNESCO – IHP. Mendoza, Argentina. Abril de 2006.

- CLARK, J.M., 1988.** *Advances in Periglacial Geomorphology*. Edited by M. J. Clark. University of Southampton, UK, pp 69-90.
- CLAYTON, L., 1964.** *Karst topography on stagnant glaciers, Jour. Glac., 5 (37)*, pp.107-112.
- COBOS, D. and BONINSEGNA, J., 1983.** *Fluctuacions of some glaciers in the upper Atuel River basin, Mendoza, Argentina*. IANIGLA-CONICET: Quaternary of South América and Antarctic Península. A. A. Balkema, Róterdam, 1, pp. 61-82.
- CORTE, A. E., 1960.** Experimental formation of sorted patterns overlaying a melting ice surface. *Biul. Perygl. N° 8*, pp. 65-72.
- CORTE, A. E., 1969.** *Geocriology and engineering*: pp. 198-185. *In: Varnes, D. J., and Kiersch, George, (Eds), Reviews in engineering geology 2: Boulder, Colorado, Geolo. Soc. America*, pp. 350.
- CORTE, A. E., 1976.** *The hydrological significance of Rock glaciers*. *Jour. Glaciology*, 17, pp. 157-158.
- CORTE, A. E., 1978.** Rock glaciers as permafrost bodies with a debris cover as an active layer. A hydrological approach in the Andes of Mendoza, Argentina - *Proc. 3<sup>rd</sup> Intern. Conf. on Permafrost, 1978, vol, 1, S*, pp. 262-269.
- CORTE, A. E., 1983.** *Geocriología. El Frío en la Tierra*. Ediciones Culturales de Mendoza, pp. 398.
- CORTE. A. E. y ESPIZUA, L. E., 1981.** *Inventario de Glaciares de la cuenca del Río Mendoza*. Litografía e Imprenta Farras, Mendoza (ed), pp. 64.
- CORTE. A. E., 1986.** Delimitation of geocryogenic (periglacial) regions and associated geomorphic belts at 33° south latitude, Andes of Mendoza, Argentina. *Biuletyn Peryglacjalny, n° 31*, pp. 31-34.
- CRAWFORD, C. B. and JOHNSTON, G. H., 1971.** *Construction on permafrost: Canadian Geotech. J. 8*, pp. 236-251.
- DINGMAN, 1973**, En: **KNIGHT PIÉSOLD CONSULTING, 2005.** *Informe de Impacto Ambiental. Proyecto Pascua Lama. Addendum 1, Octubre 2005.*
- DOZIER, J., 1989.** *Spectral signature of Alpine snow cover from the Landsat Thematic Mapper*. *Remote Sensing and Environment*, pp 9-22.
- ESPIZUA, L. E., 1982.** *Glacier and moraine inventory on the eastern slopes of Cordón del Plata and Cordón del Portillo, Central Andes, Argentina*. pp. 381-385. *Tills and Related Deposits. Genesis/Petrology/Application/Stratigraphy*. E.B. Evenson, Ch. Schlüchter, J. Rabassa (eds).
- ESPIZUA, L. E., 1983.** Diferencia altitudinal del límite inferior de los glaciares de escombros activos, entre laderas norte y sur, de los cordones del Plata y Portillo, Provincia de Mendoza. *Actas. Primera Reunión Grupo Periglacial Argentino. Unión Geográfica Internacional. Sub-*

Comisión Latinoamericana sobre la importancia de los fenómenos periglaciales. CONICET-CRICYT-IANIGLA, pp. 79-87.

**ESPIZUA, L. E., y AGUADO, C., 1984.** *Inventario de glaciares y morenas entre los 29° y 35° de lat. Sur. Argentina.* Programa Hidrológico Internacional (PHI) UNESCO. Jornadas de Hidrología de nieves y hielos en América del Sur Vol I., 17.1-17.17. Santiago, Chile.

**ESPIZUA, L. E., 1986.** *Fluctuations of the Río del Plomo glaciers.* Geografiska Annaler. 68 A (4), pp. 317-327.

**ESPIZUA, L. E., 1993.** Quaternary Glaciations in the Rio Mendoza Valley, Argentine Andes. Quaternary Research, 40, pp. 150-162.

**ESPIZUA, L. E. and BIGAZZI, G., 1998.** Fission-track dating of the Punta de Vacas Glaciation in the Rio Mendoza Valley, Argentina. Quaternary Science Reviews, 17, pp. 755-760.

**ESPIZUA, L. E., 1999.** Chronology of Late Pleistocene glacier advances in the Rio Mendoza Valley, Argentina. Global and Planetary Change, 22, pp. 193-200.

**ESPIZUA, L. E., BIGAZZI, G., IUNES, P. J., HADKER, J.C. and OSORIO, A.M., 2002.** *Fission-track dating of a tephra layer related to Poti-Malal and Seguro drifts in the Rio Grande basin, Mendoza, Argentina.* Journal of Quaternary Science, 17 (8), pp. 781-788.

**ESPIZUA, L. E., 2004.** *Pleistocene glaciations in the Mendoza Andes, Argentina.* Quaternary Glaciations-Extent and Chronology, Part III. Ehlers, J. and P.L. Gibbard (eds). 69-73.

**ESPIZUA, L. E., 2005.** Holocene glacier chronology of Valenzuela Valley, Mendoza Andes, Argentina. The Holocene 15.7 (2005), pp. 1079-1085.

**ESPIZUA, L. and MALDONADO, G., 2005.** *Glacier variations in the Central Andes of Mendoza, from 1896 to 2005.* Commission for Water Sustainability of the International Geographical Union (IGU) International Conference. "Environmental change and rational water use". Buenos Aires, Argentina. 29 th August-1st September 2005. Proceedings.IGU – UGI, pp 110.

**FERRIANS, O. J., JR., 1965.** *Permafrost map of Alaska:* US Geol. Survey Misc. Geol. Inv. Map. I, pp. 445.

**FRENCH, H. M., 1976.** *The periglacial environment.* London, Longman Group Limited; New York, Longman In. pp. 309.

**GC/SAS/VAW/ETH (2001).** *The Swiss Glaciers 1997/98 and 1998/99.* Glaciological Report N° 119/120. Glaciological Comisión (GC) of the Swiss Academy of Sciences (SAS) and Laboratory of Hydraulics, Hydrology and Glaciology at the Federal *Institute of Technology* (VAW/ETHZ): E R Herren, M Hoelzle and M Maisch (Editors).University of Zurich. Switzerland, pp 66..

- GOLD, L. W., and LACHENBRUCH, A. H., 1973.** *Thermal conditions in permafrost – A review of North American literature: 3-23* In: North American Contribution, Permafrost Second International Conference (Yakutsk, USSR, 13-28 July, 1973): Washington, DC. Natl. Acad. Sci., pp. 783.
- GROEBER, P., 1947.** *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneado y Maipo* Revista de la Sociedad Geológica Argentina, II (2), Buenos Aires, República Argentina, pp. 141-177.
- HAEBERLI, W., 1975.** *Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden).* Diss. Univ. Basel. Mittellungen Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glazialgeologie ETH Zurich, 17, pp. 221.
- HAEBERLI, W. y HOELZE, M., 1995.** *Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate change effects on mountain glaciers – a pilot study with the European Alps.* Annals of Glaciology, 21, pp. 206-216.
- HELBLING, R., 1919.** *Beiträge zur Topographischen Erschliessung der Cordilleras de los Andes zwischen Aconcagua und Tupungato: Sonderabdruck aus dem XXIII Jahresbericht des Akademischen Alpenclub.* Zürich 1918, pp. 77.
- IAHS (ICSU), UNEP, UNESCO, 2005.** *Fluctuations of glaciers 1995-2000*, Vol.8, pp. 288.
- JUMIKS, A. R., 1973.** *Effect of porosity on amount of soil water transferred in a freezing silt:* 305-310. In: North American Contribution, Permafrost Second International Conference (Yakutsk, USSR, 13-28 July, 1973: Washington, DC, Natl. Acad. Sci., pp. 783.
- KACHURIN, S.P., 1962.** *Thermokarst within the territory of the USSR.* Biul. Perygl. N° 11, pp. 49-65.
- KLEIN, A.G., HALL, D.K. and RIGGS, G.A., 1997.** *Improving snow-cover mapping in forests through the use of a canopy reflectance model.* Hydrological Processes, pp. 1-49.
- KNIGHT PIÉSOLD CONSULTING, 2004.** *Informe Impacto Ambiental. Proyecto Pascua Lama.*
- KNIGHT PIÉSOLD CONSULTING, 2005.** *Informe de Impacto Ambiental. Proyecto Pascua Lama.* Addendum 1, Octubre 2005.
- KUTCHMENT et al., 2000,** según **KNIGHT PIÉSOLD CONSULTING, 2006.** *Informe de Impacto Ambiental. Proyecto Pascua Lama.* Addendum 1, Marzo 2006.
- LEIVA, J.C., 1999.** *Recent fluctuations of the Argentinean glaciers.* Global and Planetary Change, 22, pp. 169-177.
- LLIBOUTRY, L., 1956.** *Nieves y glaciares de Chile.* Fundamentos de Glaciología. Ediciones de la Universidad de Chile, Santiago, pp. 417.
- MATURANO, A., MILANA, J.P., LEIVA, J.C., 1997.** *The Agua Negra glacier.* Paper submitted to the JMP18 Glaciers of Southern Hemisphere Symposium, Melbourne, Australia.

- MÜLLER, F., CAFLISCH, T. and MÜLLER, G., 1977.** *Temporary Technical Secretariat for World Glacier Inventory*. International Commission on Snow and Ice, ETH. Zürich, pp. 19.
- MULTI-LANGUAGE GLOSSARY OF PERMAFROST AND RELATED GROUND-ICE TERMS, 1998.** In Chinese, English, French, German, Icelandic, Italian, Norwegian, Polish, Romanian, Russian, Spanish, and Swedish. Compiled and Edited by R. O. van Everdingen. The Arctic Institute of North America. The University of Calgary, Calgary, Alberta, CANADA T2N 1N4.
- OUTCALT, S.I. Y BENEDICT, J.B., 1965.** *Photo-interpretation of two types of rock glaciers in the Río Colorado front range, U.S.A.*: Jour. Glaciology, 5 (42), pp. 846-856
- PEWÉ, T. L., CHURCH, R. E. and ANDRESSEN, J., 1969.** *Origin and paleoclimatic significance of large-scale patterned ground in Donnelly Dome Area, Alaska*: Geol. Soc. America Special Paper 103, pp. 87.
- PÉWÉ, T.L., 1975.** *Quaternary Geology of Alaska*: US Geol. Survey Prof. Paper 935, 145 pp.
- PORTER, S.C. and DENTON G.H., 1967.** *Chronology of Neoglaciation in the North American Cordillera*. Am. J. Sci., 265, pp. 177-210.
- PROHASKA, F., 1976.** *The climate of Argentina, Paraguay and Uruguay*. In W. Schwerdtfeger, (ed.), *World Survey of Climatology. Climates of Central and South America*. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.
- REBETEZ, M., LUGON, R. and BAERISWYL, P.A., 1997.** *Climatic change and debris flow in highmountain regions: the case study of the Ritigraben Torrent (Swiss Alps)*. Climatic Change, 36, pp. 371-389.
- RICHMOND, G. M. 1962.** *Quaternary stratigraphy of the La Sal Mountains, Utah*: US Geol. Survey Prof. Paper. Citado en Washburn 1979.
- SCHOLL, K. H., 2002.** *Mapeo geomorfológico del pisoperiglacial en los Andes semiáridos*. IANIGLA, 30 años de Investigación básica y aplicada en Ciencias Ambientales. (D. Trombotto y R. Villalba (eds). CLIWARDA Climate Impact on EWater Resources and Drylands Agriculture, pp. 65-72, 89-92.
- SCHROTT, L., 1994.** *Die Solarstrahlung als steuernder Faktor im Geosystem der subtropischen semiariden Hochanden (Agua Negra, San Juan, Argentinien)*. Heidelberg Geographische Arbeiten. FET 94. Im Selbstverlag des Geographischen Instituts der Universität Heidelberg.
- SHARBATYAN, A. A., 1974.** *Mngoletnyaya kriolitozona*. In: Geocriología. El Frío en la Tierra (Corte, 1983) Ediciones Culturales de Mendoza, pp. 398.
- SHARBATYAN, A. A., 1975.** *Perennial cryolithic zone (Mngoletnyaya kriolitozona)*: US Army Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory Draft Translations, pp. 465.

- STINGEL, H. and GARLEFF, K., 1985.** *Glacier variations and climate of the Late Quaternary in the subtropical and mid-latitude Andes of Argentina.* Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie Band 21, S, pp. 225-28.
- TROMBOTTO, D., BUK, E. and HERNANDEZ, J., 1997.** Monitoring of mountain permafrost in the Central Andes, Cordón del Plata, Mendoza, Argentina. Short Communication. Permafrost and Periglacial Processes, Vol. 8: pp. 123-129.
- TROMBOTTO, D., BUK, E., and HERNÁNDEZ, J. 1998.** *Rock glaciers in the Southern Central Andes (approx. 33°-34° S), Cordillera Frontal, Mendoza, Argentina.* A review: Bamberger Geogr. Schriften, 19, pp. 145-173.
- UNEP/GEMS. 1992.** Glaciers and the Environment. Environment Library N°9. *United Nations Environment Programme.* Nairobi, UNEP.
- TUCKER, C.D., GRANT, M. and DYKSTRA, J.D., 2004.** *NASA's global orthorectified Landsat data set.* Photogrametric Engineering & Remote Sensing. Vol. 70, N° 3, pp. 313-322.
- UNEP/GEMS, 1992.** *Glaciers and the environment.* Library n° 9, pp. 24.
- WASHBURN, A.L., 1979.** *Geocryology. A survey of periglacial processes and environments.* Quaternary Research Center, University of Washington. Edward Arnold (ed.), pp. 406.
- WAYNE, W., 1981.** *La evolución de los glaciares de escombros y morenas en la cuenca del Río Blanco, Mendoza.* VIII Congreso Geológico Argentino. Actas IV pp.153-166. San Luis.