

Zonación altitudinal de los procesos criogénicos en la cuenca alta del Río Conventillo, Tucumán, Argentina

Ibáñez Palacios, Gloria P.

Instituto de Geología de Cuaternario y Paleoclimas, Fundación Miguel Lillo. MiguelLillo 251, (4000) San Miguel de Tucumán, Argentina. gpibanezp@argentina.com

RESUMEN — En este trabajo se describe la zonación altitudinal de criogeofomas en la cuenca alta del río Conventillo, ladera oriental de la Sierra de Aconquija, Tucumán, Argentina. El área de estudio se ubica entre los 27° 07' – 27° 15' de latitud Sur y los 66° 03' – 65° 54' de longitud Oeste. En base a la interpretación de imágenes satelitales y fotografías aéreas, y con el apoyo del chequeo de campo, se determinó la distribución de geofomas criogénicas, que son indicadoras de permafrost de montaña. Esta metodología permitió definir también dos pisos altitudinales con procesos periglaciales en la zona de estudio: A) *Piso parageocriogénico (paraperiglacial)*, desde los 2.000 hasta los 4.000 msnm, área de influencia de los procesos periglaciales estacionales ubicada por debajo del límite inferior del permafrost. Este piso está caracterizado por el congelamiento y descongelamiento estacional sistemático en superficie y el congelamiento y descongelamiento esporádico en profundidad, y B) *Piso geocriogénico (periglacial)*, por arriba de los 4.000 msnm, se encuentra por encima del límite inferior del permafrost determinado por el nivel inferior de glaciares de escombros. Se caracteriza por la presencia de permafrost discontinuo, y por intensos procesos de criofragmentación y crioflucción de las laderas.

PALABRAS CLAVE: Zonación altitudinal, geofomas criogénicas, parageocriogénico, geocriogénico.

ABSTRACT — "Altitudinal zonation of cryogenic processes in the high river Conventillo basin, Tucumán, Argentina". The River Conventillo basin is located on the Eastern slope of the Sierra de Aconquija, between 27° 07' – 27° 15' S and 66° 03' – 65° 54' W, in the Tucumán province of Argentina. Through the interpretation of satellite images and aerial photography and supported by field work the distribution of cryogenic geofoms was determined. Within this belt two altitudinal levels are distinguished: A) The *parageocryogenic zone (paraperiglacial)*, from 2.000 to 4.000 masl. This is the seasonal ground freezing area located below the lowest terminus of rock glaciers. It is characterized by combined processes of freezing and thawing of upper soil layers, and B) The *geocryogenic zone (periglacial)* is located above 4.000 masl. Its lowest limit is indicated by the lowest terminus of active rock glaciers. It is characterized by the presence of discontinuous permafrost and the processes of cryofragmentation.

KEYWORDS: Altitudinal zonation, cryogenic landforms, parageocryogenic zone, periglacial.

1. INTRODUCCIÓN

En el presente trabajo se analiza la zonación altitudinal de las formas criogénicas que son resultado de la morfodinámica periglacial en la cuenca alta del río Conventillo, Sierra de Aconquija, Tucumán, Argentina. La naturaleza de estas geofomas permite la determinación de permafrost de montaña.

Garleff (1977) investigó tres regiones andinas en la zona templada de Argentina, al Sur del paralelo 30°. El autor describió pisos altitudinales con procesos criopedológicos tomando en cuenta geomorfología, vegetación, clima y tipos de materiales. El piso periglacial, según el mencionado autor se caracteriza por pendientes lisas, abruptas, sin vegetación, con gelifracción intensa, crioflucción y escurrimiento.

Posteriormente Garleff y Stingl (1983) definieron regionalmente para las latitudes del área de estudio (27° latitud Sur) la caracterización de pisos de acción periglacial. Corte (1983) definió la existencia de dos regiones en ambientes de alta montaña afectados por condiciones criogénicas: a) región parageocriogénica y b) región geocriogénica. Ahumada *et al.* (2000) delimitaron estos dos pisos altitudinales de procesos periglaciales en la cuenca del río Los Reales (Sierra de Aconquija). Mientras que Ahumada (2003) reconoció que en la alta montaña el ambiente periglacial se encuentra distribuido zonalmente a medida que se asciende. Los valores de altura en los que se encuentran estas zonas varían transicionalmente con la latitud.

2. METODOLOGÍA DE TRABAJO

Se realizó el análisis e interpretación de imágenes satelitales y fotografías aéreas de la década del 60-70 a escala 1:50.000, con un enfoque especial en la geomorfología periglacial. Posteriormente se efectuó el chequeo de campo de las criogeformas definidas en gabinete. Toda la información obtenida se volcó en un mapa de geformas criogénicas (figura 1), utilizándose la simbología propuesta por Ahumada (1984).

3. CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca alta del Río Conventillo se ubica en la ladera oriental de la Sierra de Aconquija, en el departamento de Chichigasta, provincia de Tucumán, República Argentina, entre los 27° 07' – 27° 15' de latitud Sur y los 66° 03' – 65° 54' de longitud Oeste. Orográficamente el área corresponde al ambiente morfoestructural de las Sierras Pampeanas, con una altura media de 5.000 msnm. Los picos más importantes son: Cerro La Bolsa o Tipillas 5.200 msnm, Cerro Las Cuevas 5.000 msnm y Cerro Negro 4.700 msnm.

Para acceder a la zona de estudio desde San Miguel de Tucumán se toma por Ruta Nacional 38 y a la altura de la localidad de Acherai se empalma con Ruta Provincial 307 camino a los valles, hasta el cruce con Ruta Nacional 40. Se continúa por la Ruta 40 hasta Santa María, recorriendo hasta aquí 180 km en total. Desde Santa María se sigue 35 km por Ruta 40 hasta el empalme de ésta con el camino a Capillitas (Ruta Provincial 47). Se recorren 12 km por Ruta Provincial 47 hasta el desvío que lleva al puesto del Tesoro de Arriba. Desde aquí se transita por sendas de herradura hasta la cuenca alta del Río Conventillo a la cual se accede luego de atravesar el Portezuelo del Campo Colorado (4.809 msnm).

3.1. Características Climáticas.— Por su situación geográfica (26° 05' – 28° 01' de latitud Sur y 66° 13' – 64° 28' de longitud Oeste), el patrón mesoclimático en la provincia de Tucumán tal como para el resto

del Noroeste Argentino (Salta, Jujuy, Catamarca, La Rioja y Santiago del Estero), es marcadamente biestacional: un verano cálido y húmedo, y un invierno templado-frío y seco, con poca importancia en las estaciones intermedias (primavera-otoño) puesto que éstas no presentan un marcado contraste en las regiones de alta montaña.

Minetti *et al.* (2005a) identifican que en las sierras de gran elevación del Noroeste Argentino, las lluvias máximas pueden superar los 2.000 mm anuales entre las cotas de 1.000-1.500 msnm o altura de la “óptima pluvial”. Este efecto orográfico en las precipitaciones se observa en aquellos faldeos elevados con cumbres promedios de 4.500 msnm y carentes de sierras de mediana altura ubicados hacia el Este. Un claro ejemplo de esto lo constituye la Sierra de Aconquija.

En la Sierra de Aconquija, las precipitaciones oscilan entre los 700 y 2.000 mm al año, alcanzando valores excepcionales de 2.500 mm/año (Rohmeder, 1943), distribuidas estacionalmente en un régimen cuasimonzónico con verano lluvioso e invierno seco y con el 78% de las mismas durante el período noviembre-marzo. Por arriba de los 2.500 msnm, las precipitaciones decrecen en la vertiente oriental de estas sierras a 200-300 mm anuales en la zona cumbral, debido al llamado “efecto de sombra de lluvia” (Minetti, 1999). Las precipitaciones níveas y de granizo se registran en las máximas alturas en verano (Ahumada *et al.*, 2005). La altura promedio de la línea de nieve en la ladera Este de la Sierra de Aconquija es de 5.100 msnm (Fox y Strecker, 1991).

Debido a que los registros térmicos en la región están directamente relacionados con la altitud, las temperaturas medias anuales varían de 14°C a 12°C hasta los 2.500 msnm, desde donde descienden rápidamente hasta los 0°C o menos. Si bien no existen estaciones meteorológicas permanentes por arriba de los 2.500 msnm, hay registros parciales de temperatura en La Ciudadita (4.300 msnm), en la cuenca alta del río Gastona. Por ejemplo, para enero de 1950, las temperaturas medias mínimas registradas fueron de -5°C y máximas medias, de 7°C (Bravo, 2001, com. escrita).

El área de estudio corresponde a un clima seco de alta montaña (Minetti *et al.*, 2005b) o polar de altura (EB de la clasificación de Köppen, 1923), de Tipo I, que sería equivalente al clima de Tundra (ET de la clasificación de Köppen, 1931).

En este tipo de clima, el suelo está frecuentemente congelado hasta considerables profundidades. La temperatura mínima media de enero se encuentra cercana a 0°C y la de julio en el orden de los -10°C, con más de 200 días con heladas al año (Minetti *et al.*, 2005b).

Si bien en la Sierra de Aconquija no se cuenta con instrumentación de estaciones meteorológicas, tomando la temperatura media de 17,1°C del climodiagrama de Taff del Valle (2.400 msnm) (ver Sesma *et al.*, 1998) y considerando un gradiente de temperatura del aire de 1°C cada 100 msnm, se obtiene un valor de temperatura para la Sierra de Aconquija en 4.000 msnm de 1°C.

3.2. Suelos y Vegetación.— En el área de estudio la intensa meteorización, producto del clima frío y seco del ambiente montano de las Sierras de Aconquija se traduce en el predominio de Torriortentes Xéricos (Leptosoles Eútricos) en las áreas de relieve glaciar/periglacial y de Torriortentes Líticos (Leptosoles Líticos), desarrollados sobre depósitos coluviales y laderas descubiertas (Sayago *et al.*, 1998). Los suelos presentan poca o ninguna evidencia de desarrollo de horizontes pedogenéticos. Sólo poseen un epipedón Ócrico, es decir un horizonte demasiado somero, claro o muy pobre en carbono. Una de las razones para que se forme este tipo de suelos se debe a que, las pendientes son tan fuertes que predomina la erosión sobre los procesos pedogenéticos (Puchulu, 2000).

De acuerdo a Santillán de Andrés y Ricci (1980), por arriba de los 2.000 msnm crecen los “pastizales de altura”. En manchones aislados sobre el pastizal, aparecen pequeños bosques de queñoa. Las siringas, cortaderas y sobre todo los chaguares, tapizan las paredes rocosas a partir de los 3.000 msnm, mezclados con plantas leñosas como la yareta, las gentianas, líquenes y musgos a partir de los 3.600 msnm.

Por arriba de los 4.500 msnm desaparecen las matas de gramíneas. Entre los peñascos, hay aún arbustos raquíuticos de yareta y en las grietas de las rocas, líquenes y musgos para ingresar por último en el dominio de la roca desnuda.

3.3. Marco Geológico.— Las Sierras del Aconquija pertenecen al sistema de las Sierras Pampeanas Noroccidentales (Caminos, 1979). Estas sierras han sido elevadas y basculadas por una falla de rumbo NE-SW ubicada en el borde occidental y denominada “Falla de Aconquija”, “Megafractura del Aconquija” (Baldis *et al.*, 1975) o “Lineamiento de Tucumán” (Mon, 1976).

El perfil estratigráfico en el área de estudio se inicia con rocas metamórficas, ígneas y mixtas del denominado “Basamento Cristalino”, que constituye el núcleo de las Sierras del Aconquija y se asigna al Precámbrico – Cámbrico Inferior.

En las quebradas de Las Pavas y Jaya se reconocen micacitas biotíticas de grano fino con bandas regulares de colores claros de cuarzo y feldespato potásico, con granates y alternantes con bandas de colores oscuros de cuarzo, biotita y hornblenda (García, 2005). También afloran en el área esquistos inyectados, gneis y migmatitas. Existe gran cantidad de diques leucocráticos de texturas y composiciones variables, aunque predominan los pegmatíticos, que intruyen a los esquistos. Muchos de ellos se relacionan directamente con la migmatización de los mismos (González Bonorino, 1950). En discordancia se depositan sedimentos continentales clásticos y piroclásticos del Terciario Superior (Mio-Plioceno) que fueron definidos por Mon y Urdaneta (1972) como Grupo Aconquija. En el área de estudio los afloramientos de esta unidad están constituidos por areniscas rojas de grano medio a grueso, cuarzosas, con intercalaciones arcillosas, friables. Localmente se observan niveles conglomerádicos. Los depósitos cuaternarios dispuestos en discordancia sobre el basamento metamórfico y las sedimentitas terciarias están constituidos por: a) depósitos morénicos ya que durante el Pleistoceno la región cumbral de la Sierra de Aconquija, fue cubierta por lo menos por

tres episodios glaciares (Fox y Strecker, 1991) y b) depósitos fluvio-glaciares en los valles de los ríos Jaya y Las Pavas.

4. RESULTADOS

4.1. Implicaciones Geomórfológicas de las Zonas Criogénicas.—

4.1.1 Geomorfología.— En el área de estudio se pudo observar:

SOLIFLUXIÓN

En el área de estudio se identificaron las siguientes formas de solifluxión:

a) Solifluxión en guirnaldas (lóbulos en guirnaldas): en este caso la acción de la solifluxión se manifiesta asociada con la vegetación, definiendo lóbulos suaves, con pendientes de 10° a 12°. Como consecuencia del movimiento del suelo, la vegetación (gramíneas) se ordena en pseudocírculos o guirnaldas (Corte, 1955) con su parte cóncava en dirección de la pendiente. Esta disposición es consecuencia de la formación de hielo acicular que levanta las raíces de las plantas y provoca la muerte de los centros de las gramíneas (Corte, 1955)

Las guirnaldas de vegetación son formas escalonadas de solifluxión, cuyos frentes están contenidos o demarcados por vegetación. Es una forma de reptación detenida o interceptada por la vegetación y su parte superior está generalmente aterrizada (Trombotto y Ahumada, 2005). Estas formas se encuentran por arriba del límite superior del bosque o en niveles altitudinales bajos del piso periglacial. La formación de agujas de hielo y la disposición de la vegetación, llevan a pensar en ciclos diarios de congelamiento y descongelamiento de poca penetración, pero originados por agentes criogénicos estrictos (Ahumada, 1986).

b) Gelifluxión en bloques (lóbulos en bloques): a mayor altitud la solifluxión se desarrolla con mayor profusión y movimiento, generando lóbulos de bloques de 1 a 2 m de largo, en pendientes de 8° a 15°. El eje longitudinal de la lengua es paralelo al sentido de la pendiente. Los bloques delimitan generalmente los lóbulos y se distribuyen en superficie con algunas ondulaciones.

Para el desarrollo de esta forma de gelifluxión, la humedad o saturación por agua del suelo es uno de los agentes más importantes (Ahumada, 1986). La presencia de permafrost contribuye al desarrollo de estos lóbulos ya que su techo actúa como contenedor del agua producto de la fusión nival.

Debido a la angulosidad de los bloques, la criofragmentación es el agente iniciador del proceso de producción de material transportado.

SUELOS ESTRUCTURADOS

Son formas superficiales muy particulares cuyo origen se debe a una combinación de procesos en donde interviene el levantamiento por hielo acicular, selección, reptación del suelo, deshidratación y contracción térmica, por la acción del congelamiento y del descongelamiento (Multi-language Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice terms, 1998). Los suelos estructurados pueden estar o no seleccionados horizontalmente, es decir con o sin diferenciación granulométrica entre los centros y sus periferias (Trombotto y Ahumada, 2005).

En la zona de estudio se encuentran suelos estructurados con patrones morfológicos variados (redes, bandas, polígonos y círculos), principalmente en las áreas de baja pendiente, como las crioplanicies. En general se caracterizan por procesos de criofragmentación intensa, debido a la angulosidad de los clastos que los constituyen o limitan. Los suelos estructurados no seleccionados están colonizados en parte por vegetación, indicando de esta manera inactividad en los sectores afectados. En zonas con poca pendiente (hasta 2°), se observan suelos estructurados de 15 a 20 cm de diámetro. Se trata de polígonos con bordes de textura gruesa y centros de textura fina. Según la clasificación de Washburn (1956) éstos se definen como suelos seleccionados. Estos suelos se caracterizan por la ausencia de vegetación. En ellos se realizaron perfiles que permitieron determinar una profundidad de selección vertical de 20-25 cm.

TALUDES

Esta acumulación rocosa es la expresión más común de la criofragmentación o me-

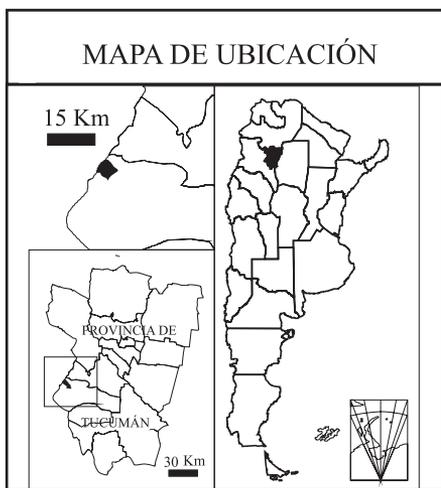
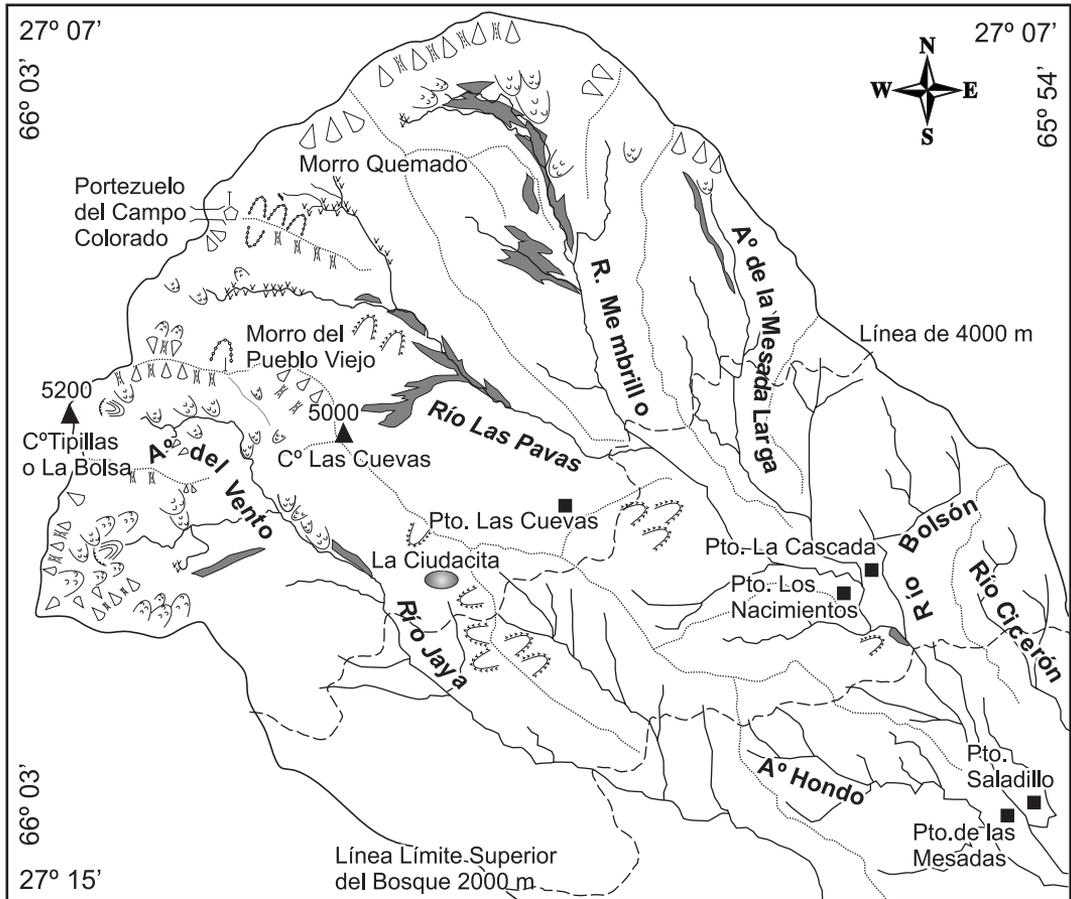


Figura 1. Mapa de formas criogénicas en la cuenca alta del Río Conventillo.

teorización predominante de ambientes periglaciales de montaña. También llamados pendientes detríticas, son comunes en todas las regiones donde la criofragmentación, la reptación, aunadas a los procesos de nivación, son activas (Ahumada, 1986). La roca criofracturada se acumula por gravedad, reptación y lavado de pendientes por flujos nivales o avalanchas, en pendientes de entre 34° y 40°. En la zona estudiada, los bloques que constituyen la base de los taludes son angulosos y más gruesos (60-80 cm de diámetro), mientras que el material más fino se encuentra hacia el ápice (30-40 cm de diámetro).

CANALETAS DE AVALANCHA

En las cumbres, la roca criofragmentada desarrolla canales, por los cuales se deslizan o caen gravitacionalmente los gelifracos (material rocoso producto de la criofragmentación). Estos canales son muy abruptos (superan el ángulo de estabilidad de los taludes). En su base se observa un quiebre de pendiente originado por la formación de taludes. Estas formas son las iniciadoras, mediante criofragmentación, de la suavización de las pendientes en ambientes geocriogénicos activos y el inicio de los procesos de acumulación formadores de glaciares de escombros (Ahumada, 1986).

MORENAS

Las morenas son acumulaciones de till, sedimentos detríticos depositados por el hielo glacial, no seleccionados, heterogéneos, heterométricos, poligénicos, con clastos angulosos que suelen presentar marcas producidas durante el transporte (Strahler, 1981). Forman montículos, colinas o alineaciones que culminan en una cresta aguda (Strahler, 1981).

Los depósitos morénicos en la zona de muestreo, están constituidos por bloques heterométricos, angulosos y con una matriz fina escasa.

Se observan tres niveles de morenas laterales. Siguiendo a Schellenberger *et al.* (1998), en los dos niveles morénicos más jóvenes las pendientes son más abruptas que en el más antiguo. Además en la morena más antigua se observa el efecto de los

procesos periglaciales, mientras que las más modernas aún no fueron afectadas por los mismos.

Debido a la ausencia de dataciones, las edades de los depósitos de las fases glaciales son especulativas, se tomaron en consideración los métodos relativos de datación de depósitos glaciares. Por su posición topográfica y los rasgos geomorfológicos superficiales (Embleton y King, 1975), la morena más antigua correspondería al Pleistoceno mientras que las morenas más jóvenes se asignarían al Holoceno.

GLACIARES DE ESCOMBROS

Los glaciares de escombros son mesoformas sedimentarias formadas por rocas y detritos congelados, con hielo lenticular e intersticial que se mueven pendiente abajo muy suavemente, debido a deformación plástica y reptación del permafrost (Barsch, 1969; Corte, 1976). Se presentan debajo de la línea de nieve y por arriba del límite inferior del permafrost discontinuo y han sido contemplados como geoformas características de climas continentales (Haeberli, 1985). Como indicadores periglaciales, los glaciares de escombros representan zonas con temperatura media anual (TMA) entre -1° y -2°C y precipitación menor de 2500 mm (Haeberli, 1983).

Los glaciares de escombros son geoformas criogénicas con permafrost discontinuo. Se habla de permafrost discontinuo cuando su aparición es fragmentada y una región presenta áreas sin él. En el ambiente con permafrost discontinuo continental, el límite sur lo define la isoterma de -1°/-2°C (Trombotto y Ahumada, 2005). El nivel altitudinal de los frentes activos de los glaciares de escombros indica el límite inferior del permafrost discontinuo (Corte, 1983; Minetti y Corte, 1984). Estas geoformas son resultado de una serie de procesos criogénicos básicos conjugados con ciclos de congelamiento y descongelamiento que afectan la criolitozona, previos y simultáneos a la reptación del permafrost (Trombotto y Ahumada, 2005). Según estos autores estos fenómenos son los que promueven la acumulación considerable de criosedimentos en topografías estratégicas, con petrografías ade-

cuadas y están limitados por los rumbos de los valles o pendientes donde se forman.

Siguiendo la clasificación de Barsch (1996) en el área de estudio se pueden diferenciar dos tipos de glaciares de escombros en base a su origen: a) glaciares de escombros de talud formados principalmente por escombros de vertientes, y b) glaciares de escombros glaciogénicos formados por sedimentos morénicos.

Los bloques criofragmentados se deslizan por las canaletas de avalancha y se acumulan en los taludes, alternando con sucesivas capas de nieve que forman hielo intersticial en el interior del talud, constituyendo formas embrionarias denominadas protalus rampart (Barsch, 1987; Haerberli, 1985), iniciadoras de los glaciares de escombros de talud.

Los glaciares de escombros glaciogénicos son morenas que una vez inactivas (cuando el evento glacial que las formó se retira), son susceptibles de ser efectadas por procesos de congelamiento propios de ambientes criogénicos, por lo tanto poseen en su interior permafrost, muestran señales de reptación y predominio de procesos criogénicos periglaciales.

Generalmente se menciona que los glaciares de escombros están activos o inactivos para expresar su movimiento y criodinámica. En la zona de estudio se observan ambos tipos de glaciares de escombros.

Los glaciares de escombros activos se forman por procesos perennes de hielo subsuperficial en cuerpos de material no consolidado de las zonas frías de la Tierra. Estos cuerpos de detrito y hielo se mueven por la ladera, valle abajo formando lenguas o lóbulos como expresión geomorfológica (Barsch, 1996). Estos cuerpos contienen hielo subterráneo permanentemente congelado, por lo tanto se trata de fenómenos del permafrost discontinuo de montaña. Para su formación, desarrollo y mejor conservación, deben mantener temperaturas inferiores a -1°C . Consisten de una mezcla de 40 a 60% de material clástico y 60 a 40% de hielo (principalmente hielo intersticial y de segregación; Haerberli, 1985; Barsch, 1996; Arenson *et al.*, 2002). Esta mezcla está cubierta de un manto de clastos generalmente

muy grueso (bloques), que constituyen la capa activa de descongelamiento estacional (Barsch, 1996). Esta capa activa sirve como capa aisladora e impide el descongelamiento del permafrost subyacente.

Los glaciares de escombros inactivos si bien todavía conservan su contenido de hielo, han dejado de moverse. Esto se puede deber a causas climáticas, geomorfológicas e hidrológicas (Brenning, 2003).

En el área de estudio los glaciares de escombros activos se encuentran entre los 4.000 y 5.000 msnm, mientras que entre los 3.800 y 4.600 msnm de altitud se observan glaciares de escombros inactivos. Por lo tanto, se puede suponer la existencia en la zona de permafrost discontinuo de montaña a partir de los 4.000 msnm.

Todos los glaciares de escombros yacen en valles glaciares y tienen un espesor promedio de 20 m. En su superficie se observan ondulaciones y lomos característicos producidos por el flujo. Petrográficamente están constituidos por bloques de metamorfitas de tamaños diversos.

En los glaciares de escombros activos se observa un escarpe frontal muy marcado con pendientes superiores a 35° . Una pendiente tan fuerte en material no consolidado, sólo puede ser preservada a través de la presencia de permafrost y un desplazamiento rápido del glaciar de escombros (Brenning, 2003). En varios de estos glaciares de escombros se han observado sectores de inactividad, pues están siendo colonizados por vegetación.

En tanto se ha observado que las formas inactivas presentan una transición convexa suave entre su superficie y la vertiente frontal, estando su relieve superficial bastante bien conservado.

4.1.2. Zonación Altitudinal de las Geformas.— Los procesos criogénicos intensifican su acción a medida que se asciende, disminuye la temperatura y descienden las precipitaciones por lo se reducen las condiciones de humedad de los suelos debido a la falta de agua, esto ocasiona la desaparición gradual de la vegetación.

La evaluación de las formas geocriogénicas como parámetros para determinar

permafrost (en montaña) permitió definir dos asociaciones geomorfológicas con actividad criogénica:

A) Piso Parageocriogénico o Paraperiglacial (Corte, 1983): desde los 2.000 hasta los 4.000 msnm se encuentra el área de influencia de procesos periglaciales estacionales, con temperaturas superiores a -1°C . Este nivel altitudinal se ubica por debajo del límite inferior del permafrost. Se caracteriza por el congelamiento y descongelamiento estacional sistemático en superficie y el congelamiento y descongelamiento esporádico en profundidad.

Los procesos periglaciales, generados por efecto del congelamiento estacional, que se manifiestan por el crecimiento de agujas de hielo, heladas superficiales y movimientos de suelos en pendiente generan una asociación de geoformas características: solifluxión en guirnaldas y suelos rastreados. Aquí se encuentra el nivel morénico más antiguo. Las pendientes en esta zona están suavizadas por acción de los procesos periglaciales de tipo superficial.

B) Piso Geocriogénico o Periglacial (Corte, 1983): por arriba de los 4.000 msnm, con temperaturas inferiores a -1°C , se encuentra por encima del límite inferior del permafrost determinado por el nivel inferior de los glaciares de escombros activos (Haeberli, 1985). Se caracteriza por la presencia de permafrost discontinuo y por intensos procesos de criofragmentación y criofluxión de las laderas.

En este piso hay un predominio de pendientes lisas, muy abruptas, sin vegetación y con una marcada crioclastésis. En esta zona el efecto del congelamiento se intensifica. Esto permite que se produzcan procesos de congelamiento permanente que generan las siguientes asociaciones geomorfológicas: gelifluxión en bloques, gelifluxión en lenguas de bloques vegetados o no, talus, suelos estructurados seleccionados activos, suelos estructurados no seleccionados con vegetación, glaciares de escombros de talud activos e inactivos y glaciares de escombros glaciogénicos. Además se observan dos niveles de morenas laterales más modernos que el del piso parageocriogénico.

La cobertura superficial en esta zona es

blocosa y angular. La fuerza de la criodinámica, su capacidad erosiva y de transporte, son las características notables de este nivel.

5. CONCLUSIONES

En el área de estudio la presencia de glaciares de escombros activos, corrobora la existencia de permafrost discontinuo por sobre los 4.000 msnm. Estos se encuentran en evidente desequilibrio con el clima actual, puesto que las modificaciones morfológicas que se han observado en estas geoformas (colonización por vegetación), indican una degradación del permafrost. A pesar de esto, la pendiente de los frentes de estas geoformas aún supera los 35° . Esta situación ambivalente indica que el nivel altitudinal de ocurrencia del frente activo de los glaciares de escombros no está acorde con la isoterma media anual de -1°C que define el límite inferior del permafrost discontinuo. Esto implica que estos cuerpos se encuentran en condiciones de equilibrio inestable y son ecológicamente resilientes con las condiciones de temperatura y precipitación actual.

La alteración del gradiente actual de temperatura que condiciona la presencia de permafrost, sería consecuencia del aumento altitudinal de la temperatura provocado por el Cambio Climático Global.

Se han determinado dos pisos altitudinales de procesos periglaciales: A) *Piso Parageocriogénico o Paraperiglacial*: entre los 2.000 y 4.000 msnm, con asociaciones de formas periglaciales resultantes de procesos de congelamiento y descongelamiento leves generados por el congelamiento estacional. B) *Piso Geocriogénico o Periglacial*: por arriba de los 4000 msnm donde imperan los procesos de criofragmentación, desaparece la vegetación y se desarrollan macroformas que son indicadoras del límite inferior del permafrost discontinuo en alta montaña.

AGRADECIMIENTOS

A la Fundación Miguel Lillo por haber brindado los fondos para la realización de las salidas de campo. A los Dres. Darío

Trombotto y Mirian Collantes árbitros de este trabajo, porque contribuyeron con correcciones y sugerencias al enriquecimiento del manuscrito. A la Dra. Ana Lía Ahumada por la lectura crítica del manuscrito y sus constantes enseñanzas.

BIBLIOGRAFÍA

- Ahumada, A. L. 1984. Símbolos para un inventario geocriogénico. II Reunión del Grupo Periglacial Argentino, San Juan. IANIGLA, Anales 84: 12-18.
- Ahumada, A. L. 1986. Procesos criogénicos y mineralógicos. Universidad Nacional de Tucumán. Tesis Doctoral (Inédito), 208 pp.
- Ahumada, A. L. 2003. Estado actual del conocimiento del ambiente periglacial en el NW de Argentina. Acta Geológica Lilloana 19 (1-2): 3-16.
- Ahumada, A. L.; D. T. A. Trombotto; G. P. Ibañez Palacios y M. J. Jiménez. 2000. Guía de campo. Curso de Postgrado "Los fenómenos periglaciales. Identificación, determinación y aplicación". Fundación Miguel Lillo – Universidad Nacional de Tucumán (Inédita), 11 pp.
- Ahumada, A. L.; G. P. Ibañez Palacios y S. V. Páez. 2005. Los glaciares de escombros en el NW argentino, acuíferos de altura en riesgo ante los cambios globales. XX Congreso Nacional del Agua – III Simposio de Recursos Hídricos del Cono Sur, Mendoza. Versión digital.
- Arenson, L.; M. Hoelzle y S. Springman. 2002. Borehole deformation measurements and internal structure of some rock glaciers in Switzerland. Permafrost and Periglacial Processes 13: 117-135.
- Baldis, B. A.; J. G. Viramonte y J. A. Salfity. 1975. Geotectónica de la comarca comprendida entre el Cratógeno Central Argentino y el borde austral de la Puna. II Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, Buenos Aires, Actas 4: 25-44.
- Barsch, D. 1969. Studien und Messungen an Blockgletschern in Macun, Unterengadin. Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband 8: 11-30.
- Barsch, D. 1987. Rock glaciers: an approach to their systematics. En: Giardino, J.; J. Jr. Shroder and J. Vittek (editores), Rock Glaciers. Allen and Unwin, Winchester, Massachusetts, USA, pp. 41-43.
- Barsch, D. 1996. Rockglaciers. Springer, Berlin, 331 pp.
- Brenning, A. 2003. La importancia de los glaciares de escombros en los sistemas geomorfológico e hidrológico de la Cordillera de Santiago: fundamentos y primeros resultados. Revista de Geografía Norte Grande 30: 7-22.
- Caminos, R. 1979. Las Sierras Pampeanas Noroccidentales de Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. II Simposio de Geología Regional Argentina, Córdoba, Actas 1: 225-291.
- Corte, A. E. 1955. El congelamiento del suelo y la distribución circular de *Deyeuxia chrysothrix* dentro de la zona de procesos criopedológicos en la Alta Cordillera de Mendoza, Argentina. Revista Argentina de Agronomía 22 (3): 121-133.
- Corte, A. E. 1976. Rock Glaciers. Biuletyn Peryglacialny 26: 175-197.
- Corte, A. E. 1983. Los conceptos: geocriogénico-parageocriogénico y glacial-paraglacial en los Andes Centrales de Argentina, latitud 30°. IANIGLA, Anales 83: 43-63.
- Embleton, C. y C. A. M. King. 1975. Glacial and Periglacial Geomorphology. Edward Arnold Ltd, Great Britain, volume 1: 94 pp.
- Fox, A. y M. Strecker. 1991. Pleistocene and modern snowlines in the Central Andes (24-28° S). En: Garleff, K. y H. Stingl (editores), Sudamérica Geomorphologie un Paläoökologie im jungeren Quartär. Bamberger Geographische Schriften Bd 11: 169-182.
- García, J. W. 2005. Hidrogeología de la cuenca del Río Gastona, departamento Chichigasta, provincia de Tucumán. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo. Universidad Nacional de Tucumán. Tesis Doctoral (Inédita), 362 pp.
- Garleff, K. 1977. Höhenstufen der argentinischen Anden in Cuyo, Patagonien und Feuerland. Göttinger Geographische Abhandlungen, Heft 68: 1-150.
- Garleff, K. y H. Stingl. 1983. Hangformen und Hangformung in der periglazialen Höhenstufe der argentinischen Anden zwischen 27° und 55° südlicher Breite. En: Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum. Poser, H. y E. Schunke (editores). Göttingen, pp. 425-434.
- González Bonorino, F. 1950. Descripción Geológica de la Hoja 13e, Villa Alberdi, Provincia de Tucumán. Dirección Nacional de Minería. Boletín 74: 1-106.
- Haerberli, W. 1983. Permafrost-glacier relationships in the Swiss Alps- today and in the past. IV International Conference on Permafrost, National Academy Press Proceedings: 415-420.
- Haerberli, W. 1985. Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH, Zürich, 77: 1-142 pp.
- Köppen, W. 1923. Die Klimate der Erde. Grundriss der Klimakunde. Berlin und Leipzig, 369 pp.
- Köppen, W. 1931. Grundriss der Klimakunde. Walter de Gruyter Co. XII. Berlin und Leipzig, 388 pp.
- Minetti, J. L. 1999. Atlas climático del Noroeste Argentino. Laboratorio Climatológico Sudamericano. Fundación Carl C. Zon Caldenius. Tucumán, 108 pp.
- Minetti, J. L. y A. E. Corte. 1984. Zonificación latitudinal del clima en la zona andina y su relación con el límite inferior del hielo perenne (LIHP) y del límite inferior geocriogé-

- nico (LIG). IANIGLA, Mendoza, Anales 6: 129-144.
- Minetti, J. L.; L. R. Acuña y J. I. Nieva. 2005a. El régimen pluviométrico del Noroeste Argentino. En: Minetti, J. L. (editor), El clima del Noroeste Argentino. Laboratorio Climatológico Sudamericano. Fundación Carl C:Zon Caldenius, pp. 169-186.
- Minetti, J. L.; A. G. Poblete y F. Longhi. 2005b. Los mesoclimas del Noroeste Argentino. En: Minetti, J. L. (editor), El clima del Noroeste Argentino. Laboratorio Climatológico Sudamericano. Fundación Carl C:Zon Caldenius, pp. 217-233.
- Mon, R. 1976. La tectónica del Borde Oriental de los Andes en las provincias de Salta, Tucumán y Catamarca, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 31(2): 65-72.
- Mon, R. y A. Urdaneta. 1972. Introducción a la geología de Tucumán (República Argentina). Revista de la Asociación Geológica Argentina 27 (3): 309-329.
- Puchulu, M. E. 2000. Clasificaciones de suelos, recopilación, actualización y compilación. Facultad de Ciencias Naturales de la Universidad Nacional de Tucumán, 79 pp.
- Rohmeder, W. 1943. Observaciones meteorológicas en la región encumbrada de las Sierras de Famatina y del Aconquija (República Argentina). Anales de la Sociedad Científica Argentina 136: 97-124.
- Santillán de Andrés, S. E. y T. R. Ricci. 1980. Geografía de Tucumán. Facultad de Filosofía y Letras, Universidad Nacional de Tucumán. Publicación 1299: 1-175.
- Sayago, J. M.; L. Neder y M. E. Puchulu. 1998. Suelos. En: Gianfrancisco, M.; M. E. Puchulu; J. Durango de Cabrera y G. F. Aceñolaza (editores), Geología de Tucumán. Publicación Especial, Colegio de Graduados en Ciencias Geológicas de Tucumán, pp. 275-286.
- Schellenberger, A.; R. Mailänder; H. Stingl y H. Veit. 1998. Investigations on Late Quaternary landscape and climate evolution in the Sierra de Cachi (Province of Salta, NW – Argentina). Terra Nostra (98/5): 16. LAK – Bayreuth, pp.144.
- Sesma, P. J.; E. Y. Guido y M. E. Puchulu. 1998. Clima de la Provincia de Tucumán. En: Gianfrancisco, M.; M. E. Puchulu; J. Durango de Cabrera y G. F. Aceñolaza (editores), Geología de Tucumán. Publicación Especial, Colegio de Graduados en Ciencias Geológicas de Tucumán, pp. 41-46.
- Strahler, A. N. 1981. Geografía física. Editorial Omega, 767 pp.
- Trombotto, D. T. A. y A. L. Ahumada. 2005. Los fenómenos periglaciales. Identificación, determinación y aplicación. Opera Lilloana 45: 1-131 pp.
- Van Everdingen, R. 2005. Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center/ World Data Center for Glaciology, 90 pp.
- Washburn, A. L. 1956. Classification of patterned ground and review of suggested origins. Bulletin of the Geological Society of America 67: 823-865.