

# **CARACTERIZACIÓN DE PROCESOS DOMINANTES EN UNA CUENCA ALPINA (CUENCA DEL TORRENTE SARCA DI VAL GENOVA, ITALIA)**

**Gabriel Kaless**

Dirección General de Obras Hídricas, Provincia del Chubut  
Roger 643, Rawson (9103) Chubut. Tel. 02965 484498 / 484506  
E-mail: dgoh@speedy.com.ar

## **RESUMEN**

Se expone la metodología empleada para caracterizar los procesos dominantes en una cuenca de montaña. Esta metodología abarca la descripción general de la cuenca en cuatro aspectos: litología, morfometría, uso del suelo y clima. Seguidamente, a través de un indicador morfométrico se establece una primera caracterización de los procesos en las subcuencas para proceder posteriormente al reconocimiento de campo donde se realiza la clasificación morfológica de los cursos según los sistemas de Rosgen (1994) y Montgomery y Buffington (1993), y la identificación de las unidades morfológicas principales del paisaje (según Benda et al, 2005 y Takashi et al, 2002). Los cálculos efectuados comprenden la evaluación de la estabilidad de las laderas mediante el empleo del modelo Shalstab (Montgomery y Dietrich, 1994) y la identificación de fenómenos torrenciales a través de la relación entre la pendiente y el área drenada obtenida empíricamente. La cuenca del torrente "Sarca di Val Genova" se ubica en el Parque Natural Adamello Brenta, en los Alpes italianos. Siendo un sitio ampliamente visitado en época estival, periodo en el que se presentan fenómenos de coladas detríticas, estos estudios permitirán delimitar los sectores de mayor riesgo hidrogeológico.

## **ABSTRACT**

The methodology developed for the characterization of the dominant processes in a headwater basin is presented. This methodology comprises a general description of the basin in the following aspects: lithology, morphometry, land use, and climate. With the application of a morphometric index it is possible to make a first characterization of the headwater basins. Then, field surveys have been done for the identification of the morphological units of the landscape (following Benda et al, 2005 and Takashi et al, 2002) and the stream characterization with the classification systems developed by Rosgen (1994) and Montgomery and Buffington (1993). Finally, several calculations have been done to assess hillslopes stability with the application of Shalstab model (Montgomery y Dietrich, 1994), and the identification of torrential phenomena with the relationship between slope and contributing area found empirically. The basin of the torrent "Sarca di Val Genova" is located within the limits of the Adamello Brenta Natural Park, in the Italian Alps. It receives many visitors every summer, period of debris flows due to convective storms. Thus, this study is intended to be the basis for further delimitation of zones with hydro-geological hazards.

## **INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS**

Los fenómenos torrenciales y gravitatorios que ocurren en la alta cuenca en ambientes de montaña constituyen fuentes de sedimentos de importancia para el desarrollo y evolución de los torrentes y cursos coluviales que representa el 90% de la totalidad de la red hidrográfica. Como retículo coluvial se entiende aquella porción de la red hidrográfica que se desarrolla en la parte superior de la cuenca, caracterizada por incisiones más o menos evidentes en el substrato, causadas principalmente por la concentración del escurrimiento superficial.

La cuenca hidrográfica puede dividirse en dos sistemas: el retículo hidrográfico y las subcuencas de cabecera. Preliminarmente puede decirse que las subcuencas de cabeceras son las productoras de sedimentos, mientras que en el retículo predominan los procesos de transporte y sedimentación. Otra diferencia, que también define a los cursos de cabecera, es el

grado de conexión con las laderas. En el caso del retículo hidrográfico, los fenómenos que ocurren en las laderas no lo alcanzan o influyen. Al contrario, los cursos coluviales están estrechamente conectados con las laderas y por consiguiente, con sus procesos.

El estudio de las cuencas de cabecera ha recibido un especial interés en los últimos tiempos lo que ha llevado a varios investigadores, tales como Benda et al (2005) y Takashi et al (2002), a la formalización de las unidades morfológicas. En resumen, estos investigadores proponen cuatro unidades: laderas, subcuencas de orden cero, cursos de transición y cursos de primero y segundo orden. Las laderas son superficies inclinadas sin curvatura (curvas de nivel aproximadamente rectas) o con concavidad positiva (curvas de nivel divergentes), con lo cual el escurrimiento superficial no está canalizado. Las cuencas de orden cero son depresiones no canalizadas con curvas de nivel convergentes. En regiones donde los glaciares han actuado modelando el paisaje, estas subcuencas presentan paredes rocosas casi verticales. Los cursos de transición, generalmente con régimen efímero o temporario, surgen de las subcuencas de orden cero y las vinculan con los cursos de primero y segundo orden. En un régimen temporario, el escurrimiento se observa sólo de 4 a 5 meses en el año. Finalmente, los cursos de primero y segundo orden pueden pertenecer tanto al retículo hidrográfico o a la subcuenca de cabecera según su grado de conexión con las laderas. Pueden ser intermitentes o de flujo continuo dependiendo del nivel de la napa freática. En la literatura, reciben la clasificación de cursos coluviales (Montgomery y Buffington, 1993, 1997) porque su álveo es prácticamente una incisión en el depósito coluvial, más que el producto del transporte y sedimentación de material por ellos movilizados.

Resulta sumamente difícil encuadrar la morfología de los cursos de cabecera dentro de categorías fijas porque son sensibles al paso del tiempo, en especial desde el último evento erosivo (por ejemplo, el paso de una colada detrítica). Por esta razón, no llegan a desarrollar formas organizadas como los cursos aluviales. Whiting y Bradley (1993) propusieron un sistema para clasificarlos de acuerdo a los procesos dominantes, mientras que Rosgen (1994, 1996) utiliza parámetros geométricos. En este estudio se hará mención a estos sistemas a fin de sintetizar las observaciones realizadas durante los relevamientos de campo, solicitando al lector remitirse a las referencias indicadas para una mejor comprensión de estos sistemas de clasificación.

Es necesario mencionar que los procesos que se desarrollan en las cuencas de cabecera comprenden la producción de sedimentos, su almacenamiento en los cursos y su transporte. El primero se extiende tanto en las laderas como en el curso. En las laderas pueden verificarse fenómenos de movimiento de masa en diversas modalidades: deslizamientos superficiales, movimientos rotacionales, creep, como así también la erosión superficial.

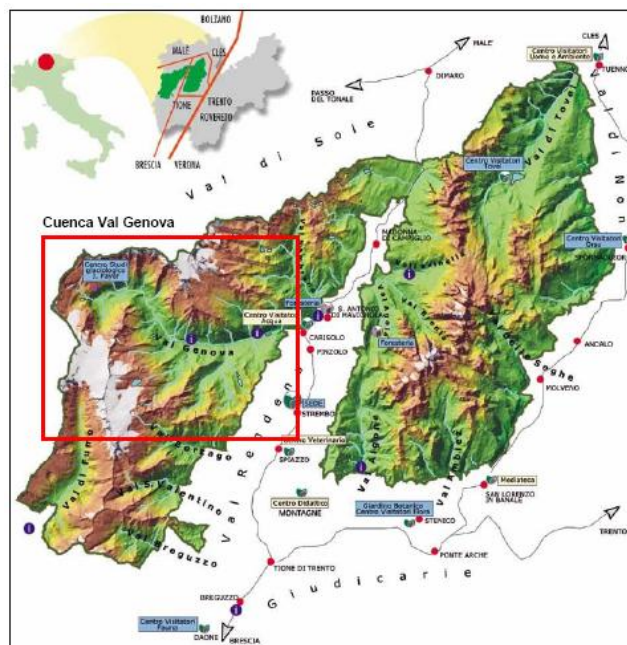
El transporte de sedimentos sucede impulsivamente bajo forma de coladas detríticas más que como transporte de tipo fluvial, el cual tiene un rol menor. A pesar de la elevada pendiente, la energía movilizante (stream power) es reducida debido a los bajos caudales. Además debe sumarse la presencia de vegetación y bloques que contribuyen a disipar la energía de la corriente, transformando los cursos coluviales en verdaderos lugares de almacenamiento y fuente de sedimentos para futuros aluviones.

A través de la observación de los depósitos se infiere el fenómeno que le dio origen (Moscariello et al, 2002), en particular, es posible diferenciar entre depósitos de origen fluvial de aquellos productos de movimientos de masa. La característica típica de los depósitos

fluviales (transporte normal o hiperconcentrado) es la estratificación, sea debida al corazamiento estático o dinámico. Al contrario, los depósitos de coladas detríticas se distinguen por la ausencia de estratificación y la presencia de bloques o cantos rodados inmersos en una matriz fina. Generalmente presentan forma lenticular o de caballetes laterales.

En la cuenca del torrente Sarca di Val Genova (Italia), los procesos en las subcuencas superiores se vinculan con el colector principal cuando ocurren tormentas estivales de fuerte intensidad que ponen en peligro a los numerosos turísticas que visitan este valle. Por este motivo, se propuso como objetivo para este trabajo, identificar y caracterizar los procesos dominantes en las subcuencas para eventualmente producir un mapa de zonificación del riesgo hidrogeológico de la cuenca.

Este estudio comprendió tres niveles. En el primer nivel se compararon los indicadores morfométricos de las subcuencas con relaciones empíricas para vislumbrar el posible comportamiento de aquellas. En el segundo nivel fueron seleccionadas dos subcuencas y se realizaron relevamientos de campo con la finalidad de identificar los procesos dominantes en laderas y el retículo hidrográfico. Este relevamiento fue sumamente importante para el siguiente nivel en el que, a través de modelaciones matemáticas en gabinete, fueron estimadas la propensión a la formación de coladas detríticas mediante la metodología propuesta por Cavalli y Marchi (2006), y la estabilidad de las laderas con el modelo Shalstab (Montgomery y Dietrich, 1994). Gracias a un evento de colada detrítica ocurrido durante la elaboración del presente estudio fue posible confrontar el desarrollo del evento con los cálculos efectuados. Por último se discutirá la metodología, sus limitaciones y ulteriores trabajos para desarrollarla.



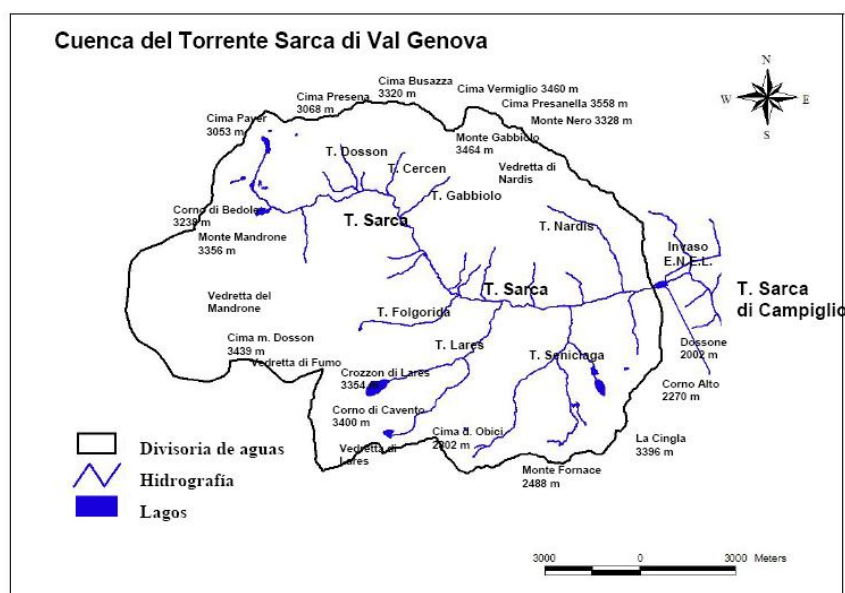
**Figura 1.-** Ubicación geográfica de la cuenca del torrente Sarca di Val Genova en la Provincia Autónoma de Trento (norte de Italia). Se indica en la figura la extensión del Parque Natural Adamello Brenta en cuyo territorio se encuentra la cuenca estudiada.

## DESCRIPCIÓN GENERAL DE LA CUENCA

La cuenca “Val Genova” se encuentra en el territorio del Parque Natural Adamello Brenta en la Provincia Autónoma de Trento (norte de Italia), constituyendo una de sus unidades paisajísticas fundamentales. Es decir, que la cuenca se emplaza en un ambiente típico alpino pero con algunas características geológicas particulares que la diferencia de su entorno.

Considerando un punto de síntesis a cota 895 m s.n.m., coincidente con la obra de toma del embalse artificial del ENEL, la cuenca así definida se extiende en una superficie de 138,4 km<sup>2</sup>. La pendiente media es de 49,6%, valor elevado si se lo compara con la extensión de la cuenca. La cota media es también elevada (2350 m s.n.m.) a causa de las montañas que componen el grupo Presanella y Adamello, alguna de las cuales superan los 3500 m s.n.m.

La geología del territorio se presenta uniforme. Cerca del 99% de la masa rocosa magmática actualmente expuesta está conformada por tonalitas y en menor proporción por granodioritas (Callegari y Brack, 2002). La morfología del valle ha sido determinada por la acción de dos agentes morfogenéticos completamente diferentes: la actividad de los glaciares en el periodo wurmiano y la fluvial-aluvional sucesiva. El valle del torrente Sarca se presenta en la actualidad como una incisión en U en correspondencia de numerosas planicies interrumpidas por escalones glaciares que crean gargantas y cascadas. Los depósitos más frecuentes son los cuaternarios vinculados con la glaciación reciente. Se observan depósitos de relleno de tipo aluvional, deltaicos y lacustre. Gran parte del valle está conformado por formaciones incoherentes tales como depósitos morénicos y detritos de falda.



**Figura 2.-** Cuenca hidrográfica del Torrente Sarca di Val Genova, con punto de síntesis en correspondencia del embalse del ENEL; se incluye la divisoria de aguas y la red hidrográfica.

La cuenca se caracteriza, en lo que concierne a la cobertura del suelo, por una preponderancia de zonas con ausencia de vegetación (40%) sobre todo en los sectores altos del valle. Estas zonas están constituidas por afloramientos de roca y depósitos morénicos no cubiertos por la vegetación. Las superficies glaciares siguen en importancia cubriendo el 17% del área de la cuenca. Las restantes porciones de la cuenca están ocupadas por formaciones vegetales forestales, prados alpinos y formaciones arbustivas.

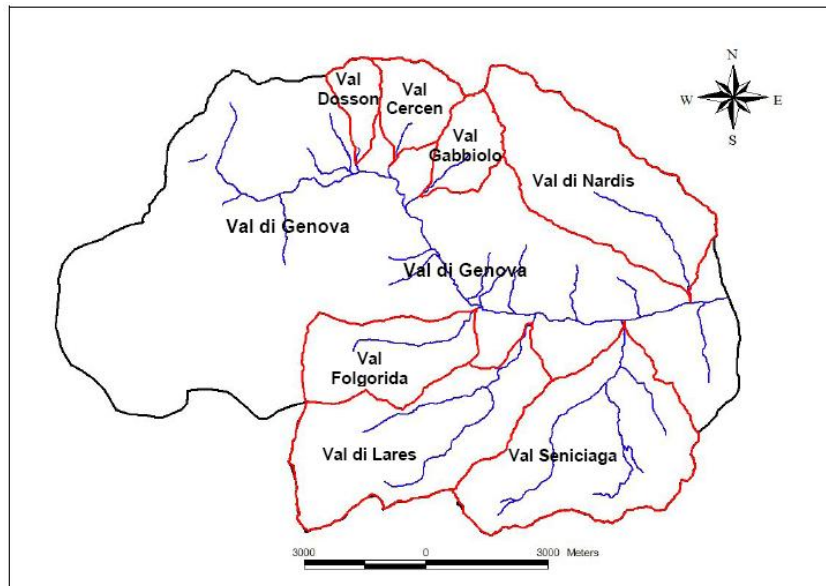
El clima del territorio resulta ser una transición entre el clima sublitoral y el continental caracterizándose por inviernos duros y secos, y periodos estivos y otoñales frescos y lluviosos. La precipitación media es de 1400mm anuales. El régimen térmico controla la fusión de los glaciares y por lo tanto el régimen hídrico del torrente (caudales de base). Los picos de crecidas se deben a fuertes precipitaciones convectivas estivales como la registrada en el año 1987. En la tabla N° 1 se expone un resumen con las características sobresalientes de la cuenca.

**Tabla 1.-** Características principales de la cuenca.

Superficie	138,4 km <sup>2</sup>
Perímetro	53,9 km
Cota mínima	894 m s.n.m.
Cota máxima	3558 m s.n.m.
Cota media	2349 m s.n.m.
Pendiente media	28,4°
Exposición media	O – E
Precipitación anual	1400 mm
CN(número de curva) medio	66

## CARACTERIZACIÓN PRELIMINAR DE LAS SUBCUENCAS

Las cuencas de cabecera se presentan en la Val Genova como valles colgados, a los costados de un valle central profundo (900m aproximadamente) modelado por la acción de los glaciares y que contiene actualmente al colector principal. En la figura 3 se observa la delimitación con las divisorias de aguas para las subcuencas principales. En este estudio se seleccionaron las subcuencas Val Dossón, Val Cercen y Val Gabbio al norte del colector y Val Folgorida, Val del Río Lares y Río Seniciaga por el sur.

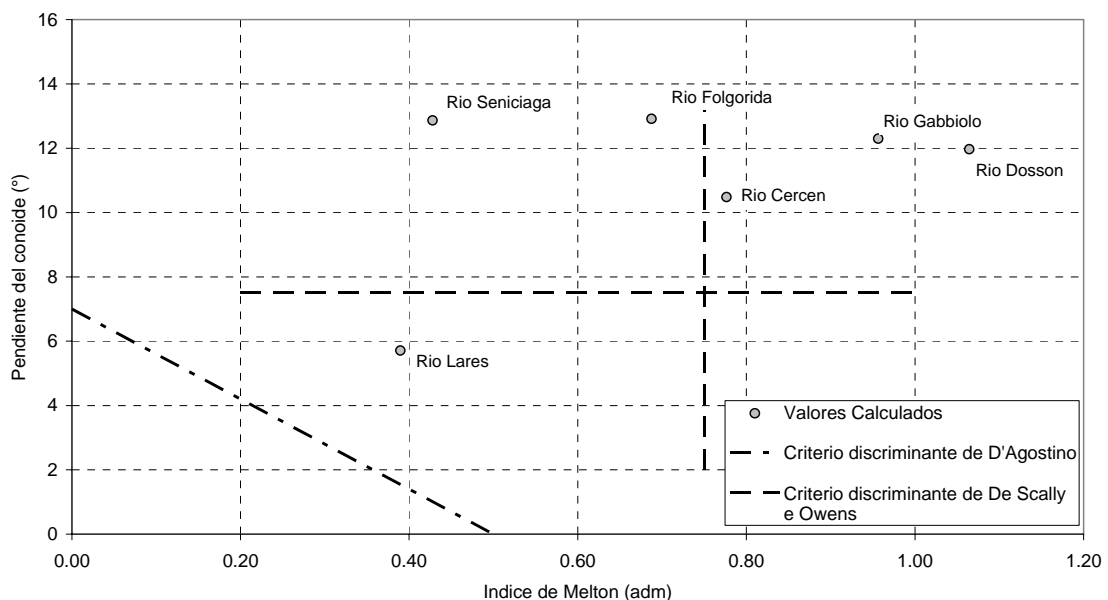


**Figura 3.-** Val di Genova. Ubicación geográfica de las subcuencas laterales.

Una primera identificación de los procesos y torrencialidad en las subcuencas es posible a través del cálculo de parámetros morfométricos como el índice propuesto por Melton (de

Marchi et al, 1996; Marchi et al 2000). Para el cálculo del índice es necesario conocer el desnivel entre el ápice del conoide y el punto más elevado de la cuenca. El indicador se define como la relación entre este desnivel y la raíz del área de la cuenca. A pesar de la simplicidad ha sido necesario realizar una modificación en su definición para adaptarlo a las particularidades de estas subcuencas. En efecto, como ya ha sido mencionado, las subcuencas son valles suspendidos que terminan en su mayoría en magníficas cascadas, cuyo salto no debe considerarse como desencadenante de los fenómenos torrenciales. Por esto, el desnivel ha sido calculado con la diferencia de cota entre el punto más elevado de la subcuenca y aquel más bajo al final del valle suspendido, aguas arriba de las cascadas.

La combinación del número de Melton y la pendiente del cono de deyección ha sido empleada por varios investigadores para discriminar entre fenómenos. D'agostino (1996) propuso una línea de separación en base a eventos en los Alpes italianos. Los puntos que se ubican sobre esta línea corresponden a cuencas con propensión al desarrollo de coladas detríticas. Lo contrario vale para los fenómenos fluviales. De Scally y Owens (2004), también con base empírica pero en este caso en Nueva Zelanda, propusieron un criterio similar que establece cuatro sectores. El superior derecho corresponde a fenómenos torrenciales de coladas detríticas.



**Figura 4.-** Representación gráfica de la relación entre la pendiente del conoide y el Número de Melton para las subcuencas, y los criterios de diferenciación de fenómenos torrenciales.

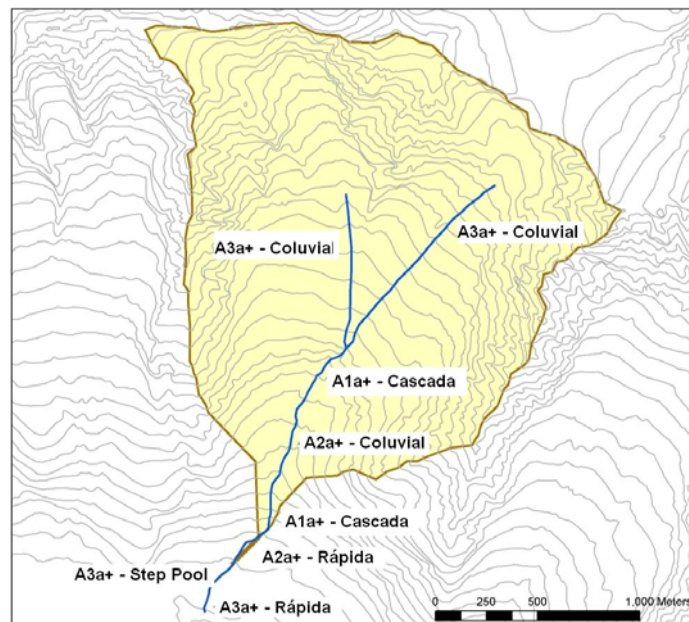
Los resultados sugieren una propensión a la producción de coladas detríticas en las subcuencas Val Cercen, Gabbio, Dosson y Folgorida. En cambio en la subcuenca del Río Lares podría presentarse un comportamiento de tipo mixto: fluvial y coladas detríticas. Respecto a la cuenca del Río Seniciaga, el número de Melton es similar a aquel del Río Lares pero su pendiente es muy elevada. En realidad, el Río Seniciaga no ha desarrollado un verdadero cono de deyección y el curso escurre en su tramo final a lo largo de gruesos detritos de falda que conforman una estrecha garganta en el curso del torrente Sarca. En vista de esta situación el indicador no es representativo.

En base a este primer análisis fueron seleccionadas dos subcuencas para su inspección en campo: la Val Cercen y del Río Lares.

## RELEVAMIENTOS DE CAMPO.

El objetivo de los relevamientos de campo fue identificar las unidades morfológicas principales del paisaje como así también la clasificación de los cursos naturales de acuerdo a los sistemas de Rosgen (1994) y de Montgomery y Buffington (1993). De esta forma se pretende resaltar los procesos dominantes sea en laderas como en los cursos. A continuación se describen brevemente las características sobresalientes de las cuencas Val Cercen y del Río Lares.

La cuenca Val Cercen se ubica a izquierda hidrográfica del torrente Sarca, en la cabecera de la cuenca. Su superficie es de 3,7 km<sup>2</sup>. El punto más elevado se encuentra en la divisoria de aguas a 3300 m s.n.m; mientras que el punto de síntesis, en la confluencia con el torrente Sarca, a sólo 1550 m s.n.m. Sin embargo, el ápice del cono de deyección posee una cota de 1650 m s.n.m., y la cota mínima de la cuenca “suspendida”, aguas arriba es 1810m s.n.m. Esta diferencia de cota de 160m origina una de las tantas cascadas que da vida al Valle Genova.



**Figura 5.-** Síntesis con la clasificación morfológica según los sistemas de Rosgen y Montgomery y Buffington para los cursos de agua en la subcuenca Val Cercen.

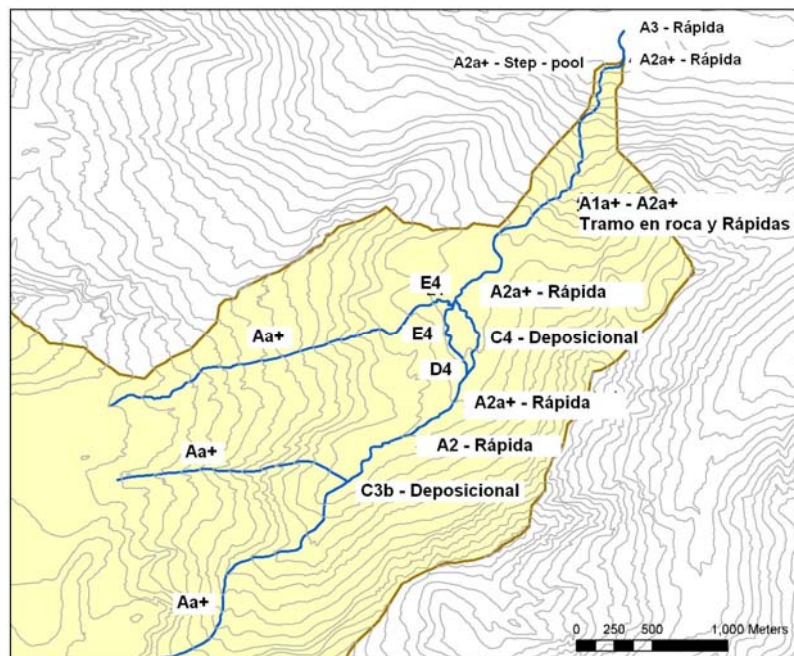
La cuenca se encuentra conformada principalmente por afloramientos rocosos y depósitos recientes tales como faldas detríticas y morenas. La pendiente media de los depósitos alcanza 29,7° (57%). En la faja de intersección entre las faldas detríticas y la pared rocosa nacen los cursos como incisiones en el material detrítico, conectando las subcuencas de orden cero con el colector coluvial. Éste colector principal se presenta con una geometría trapecial con 7m de base de fondo y 8,3m de profundidad. El material de fondo está constituido por cantos con diámetro medio entre 160mm y 270mm según los tramos analizados. Una vez pasada la cascada, a lo largo del conoide, el curso presenta una morfología típica de torrentes de montaña, tales como rápidas y saltos-resaltos (step-pools) clasificados como Aa2+ y A3a+ según Rosgen (1994). Estas morfologías indican una preponderancia de los procesos fluviales. De hecho la cascada oficia como una divisoria de procesos, impidiendo que los



procesos fluviales se extiendan más allá de ésta. Debe recalcar la elevada pendiente del conoide, igual a 10,3° (18%). En la figura 5 se expone una síntesis con la clasificación morfológica de los distintos cursos que conforman la red de drenaje en la subcuenca.

La subcuenca del Río Lares se extiende en una superficie de 15,4 km<sup>2</sup> sobre la derecha hidrográfica del torrente Sarca. También en la divisoria de aguas se encuentra el punto más elevado con 3350 m s.n.m., mientras que en la confluencia con el torrente Sarca la cota es 1105 m s.n.m. A diferencia de la cuenca del torrente Cercen, el valle del río Lares presenta adecuadamente los atributos de “valle colgado”, con una zona moderadamente plana a partir de la cota 1820 m s.n.m. La presencia del glaciar Lares aporta un caudal continuo al sistema hidrográfico, especialmente en épocas estivas, caso que no se verifica en la cuenca Val Cercen. A los costados del valle principal se levantan paredes rocosas, y a sus pies, abundan los depósitos glaciales y las faldas detríticas. La planicie aluvional se compone de sedimentos arenosos estratificados.

De acuerdo con la pendiente, los distintos tramos de la red hidrográfica ofrecen morfologías diferentes. En las zonas valletanas se observan típicos cursos meandriiformes (E), tramos deposicionales (C y tipo entrelazado – D). Aguas arriba, donde la pendiente es mayor se observan rápidas con formación parcial de saltos y otras desarrollando rampas (Aa+). En el tramo de conexión entre el valle y el conoide se observan saltos, y tramos en roca a fuerte pendiente. Finalmente en el conoide, donde aún la pendiente es elevada (13%) se desarrollan secuencias de saltos-resaltos (step-pools) y rápidas (A, Aa+). En la figura 6 se expone gráficamente el resultado de las observaciones de campo en lo referente a la caracterización morfológica de la red hidrográfica. Como conclusión, los cursos en la cuenca del Río Lares evidencian la acción de procesos netamente fluviales.



**Figura 6.-** Síntesis de la clasificación morfológica según los sistemas de Rosgen y Montgomery y Buffington para los cursos de agua en la cuenca del Río Lares.



## ASPECTOS TEÓRICOS

El análisis de los fenómenos de producción de sedimentos comprende la identificación de los procesos a lo largo del retículo hidrográfico, como así también el comportamiento de las laderas. A continuación se expondrán en forma sucinta los aspectos teóricos empleados para el estudio de caso.

### Identificación de fenómenos torrenciales

Con el objetivo de delimitar áreas de peligro, recientemente Cavalli y Marchi (2006) aplicaron una metodología con base SIG identificando las zonas de inicio de las coladas y los procesos dominantes a lo largo del retículo hidrográfico. Esta metodología fue utilizada en el presente estudio y calibrada según las características propias de la cuenca. Para esto se realizó la fotointerpretación de la documentación disponible, observaciones de campo y estudio de registros fotográficos del aluvión de 1987.

El desencadenamiento de una colada detrítica depende de dos factores: la pendiente del canal y el caudal crítico. Ambos factores pueden obtenerse de las características morfológicas de la cuenca. El primero viene evaluado directamente del modelo digital del terreno, en cambio el caudal líquido se evalúa en forma indirecta a través del área drenada.

En base a estudios realizados en los Alpes suizos, Zimmerman et al (1997) encontraron una relación para la pendiente crítica (S) que desencadenaba coladas detríticas y el área drenada de la cuenca (A).

$$S = c \cdot A^{-n} \quad (1)$$

Los coeficientes c y n tienen como valor 0,32 y 0,20 respectivamente. La relación inversa entre S y A indica que a mayor pendiente del canal será necesario un caudal líquido menor para desencadenar la colada.

En la metodología de Cavalli y Marchi (2006), se propone clasificar el curso en cuatro categorías: desencadenamiento, propagación, desaceleración y depósito.

El desencadenamiento ocurre para pendientes mayores al umbral propuesto por Zimmerman et al (1997) pero con un ángulo inferior al de fricción interna del suelo y área drenada menor que 10 km<sup>2</sup>. La pendiente máxima correspondiente al ángulo de fricción interna del depósito se debe al hecho que en áreas con pendientes mayores la cantidad de detrito es generalmente modesta o despreciable. Mientras que para áreas drenadas superiores a 10 km<sup>2</sup> el tipo de transporte pasa a ser fluvial en vez bajo forma de colada detrítica.

Para la reducción en velocidad proponen una pendiente entre 3° y 8°, mientras que para el depósito una inferior a 3°. En caso contrario se entiende que se trata de un tramo de propagación.

### Estabilidad de laderas

Con el fin de evaluar la susceptibilidad relativa de las laderas a producir fenómenos de

deslizamientos se aplicó un modelo que combina la estabilidad de las laderas con las características del flujo subsuperficial. Por lo tanto, el producto final es una carta que, combinando la morfología y la hidrología, evidencia las áreas potenciales de producción de sedimentos a través de procesos de remoción en masa.

Montgomery y Dietrich (1994) desarrollaron el modelo Shalstab con base SIG que trabaja con unidades de celdas raster. El modelo considera una ladera infinita con un estrato estable de bajo espesor. El estado límite se evalúa con la ley de Mohr-Coulomb. Se asume como despreciable la cohesión del suelo o se la compensa con un mayor valor de ángulo de fricción interna. El modelo entrega como resultado el grado de saturación interna ( $h/z$ ) necesario para desestabilizar la ladera.

$$\frac{h}{z} = \frac{\rho_s}{\rho} \left( 1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right) \quad (2)$$

En donde  $h$  representa la altura del nivel freático sobre la superficie de deslizamiento,  $z$  la profundidad del suelo,  $\rho_s$  y  $\rho$  la densidad del suelo y del agua respectivamente,  $\tan \theta$  la pendiente de la ladera y finalmente,  $\phi$  el ángulo de fricción interna.

Esta fórmula permite definir dos estados límites. Cuando  $h/z$  es negativo la ladera resulta inestable para cualquier grado de saturación y viene llamada “incondicionalmente inestable”. En cambio, cuando  $h/z$  es mayor que uno se llama “incondicionalmente estable” porque aún en caso de saturación la ladera es estable. Para definir las situaciones intermedias es necesario agregar el modelo hidrológico.

El modelo hidrológico considera un flujo subsuperficial en régimen permanente. Esta hipótesis es válida siempre y cuando no se presenten precipitaciones de gran intensidad. Aplicando la ley de Darcy es posible arribar a la siguiente expresión que vincula el grado de saturación ( $h/z$ ) con la precipitación eficaz ( $q$ ).

$$\frac{h}{z} = \frac{q}{T} \cdot WI \quad (3)$$

$$WI = \frac{a}{b \cdot \text{sen} \theta} \quad (4)$$

En donde  $T$  es la transmisibilidad del suelo;  $a$ , el área drenada y  $b$  la dimensión de la celda raster. La relación  $q/T$  representa la magnitud de la precipitación relativa a la capacidad del suelo de conducir el agua. El factor  $WI$  (wetness index) describe el efecto de la morfología en el flujo subsuperficial.

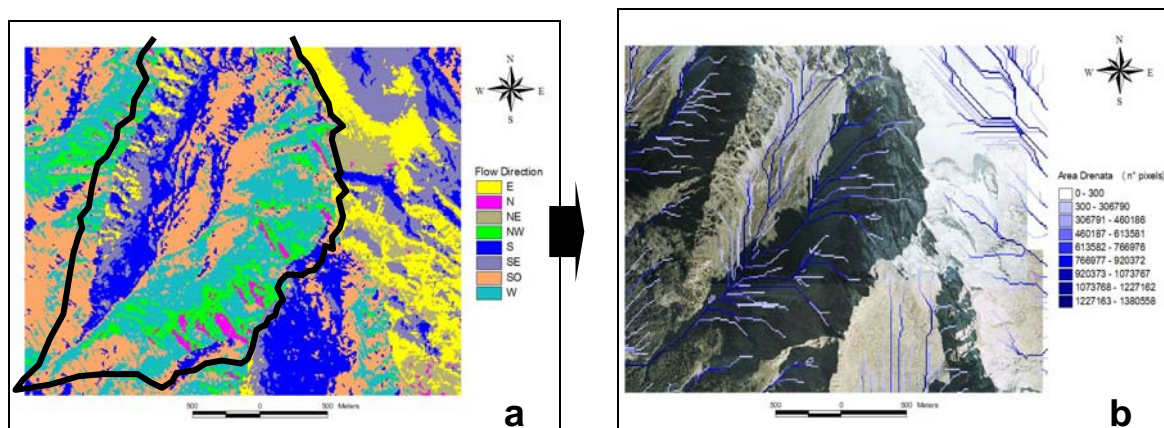
Combinando ambas expresiones se obtiene una fórmula que permite evaluar la precipitación relativa ( $q/T$ ) mínima para desestabilizar la ladera.

$$\frac{q}{T} = \frac{\rho_s}{\rho} \left( 1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right) \cdot \frac{1}{WI} \quad (5)$$

## APLICACIONES Y RESULTADOS

A fin de poder aplicar los modelos antes descritos se trabajó en un ambiente SIG donde la información fue procesada bajo un mismo sistema de referencia. Partiendo de curvas de nivel con equidistancia de 10m se elaboró en primer término el mapa raster de elevaciones del terreno (DEM) eligiéndose un tamaño de celda de 10m. A partir del DEM se realizaron cartas raster con la dirección de flujo (flow direction) y de ésta, la carta del área drenada. El sistema de líneas de escurrimiento que se obtuvo, resulta, sobretodo en la zona alta de la cuenca, muy fiel a los cursos observados en las fotografías aéreas.

De la carta del área drenada se elaboró la carta raster del retículo sintético. Cada celda de esta carta drena la superficie de la cuenca ubicada aguas arriba. La separación entre red hidrográfica y laderas se efectuó estableciendo un umbral de  $0,03\text{km}^2$  (300pixels, 3ha), perteneciendo al retículo las celdas que drenan áreas contribuyentes mayores de este umbral.



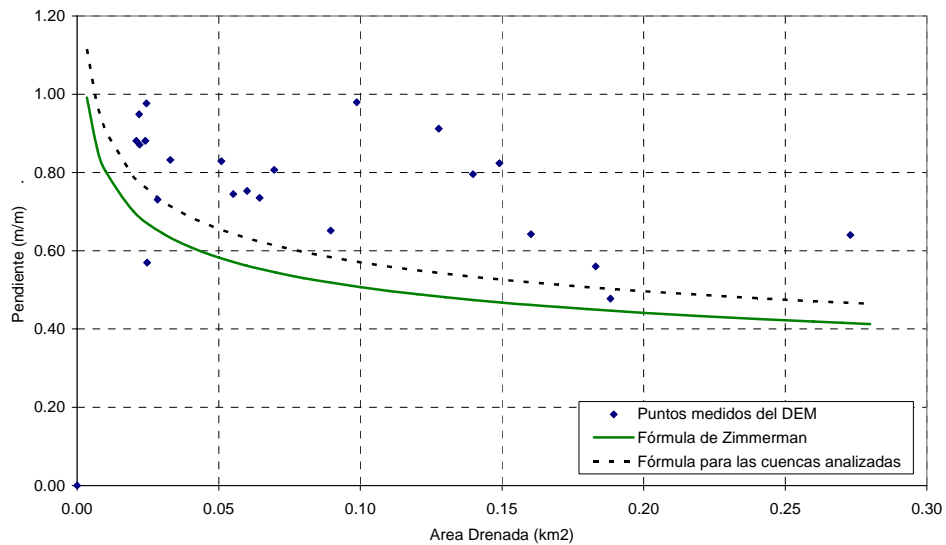
**Figura 7.-** Cartas rastrees de a) la dirección de escurrimiento (flow direction) y b) área drenada para una pequeña cuenca de cabecera en la Val Genova.

### Fenómenos torrenciales

Como primer paso se procedió a verificar la bondad de los coeficientes propuestos por Zimmerman et al (1997) para su aplicación a las subcuencas de estudio. Para ello se identificaron puntos donde se originan las coladas detríticas en base a las ortofotografías aéreas disponibles. Se seleccionaron 25 puntos que corresponden en su mayoría con el inicio de los canales de incisión en el depósito coluvial o en la intersección entre las paredes rocosas y las faldas detríticas. Para cada punto se determinaron la pendiente local (del píxel), a lo largo del retículo y una media del área circundante. En la figura 8 se expone el resultado con la curva correspondiente a la fórmula de Zimmerman et al (1997) y la propuesta en este estudio. Se adoptó un valor de 0,36 para el coeficiente c mientras que n permanece igual (0,20).

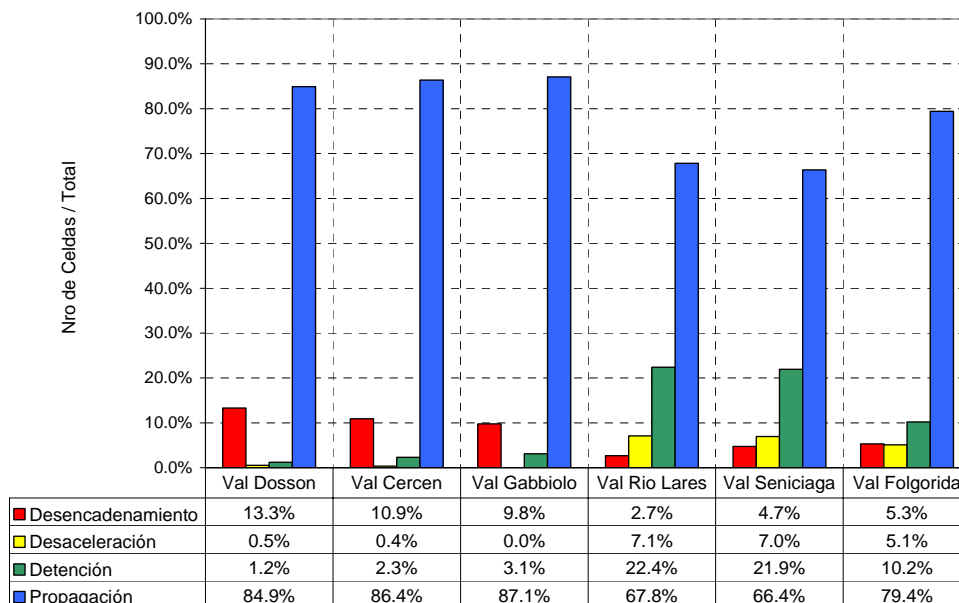
El valor del ángulo de fricción interna de  $38^\circ$  y límite de área drenada de  $10\text{ km}^2$  propuestos por Cavalli y Marchi (2006) se consideran aplicables a las condiciones y materiales que se encuentran en las subcuencas. En lo que respecta a las pendientes de detención y desaceleración se efectuó una confrontación de diversas fuentes bibliográficas y observaciones de campo para el evento de 1987, en el cual la fracción más gruesa de la colada se detuvo en el sector alto del conoide donde la pendiente es de  $14^\circ$ , mientras que la fracción más fina se propagó a lo largo del canalón hasta alcanzar el torrente Sarca de Val Genova.

Finalmente se adoptó una pendiente de 10° para la desaceleración y 4° para el depósito.

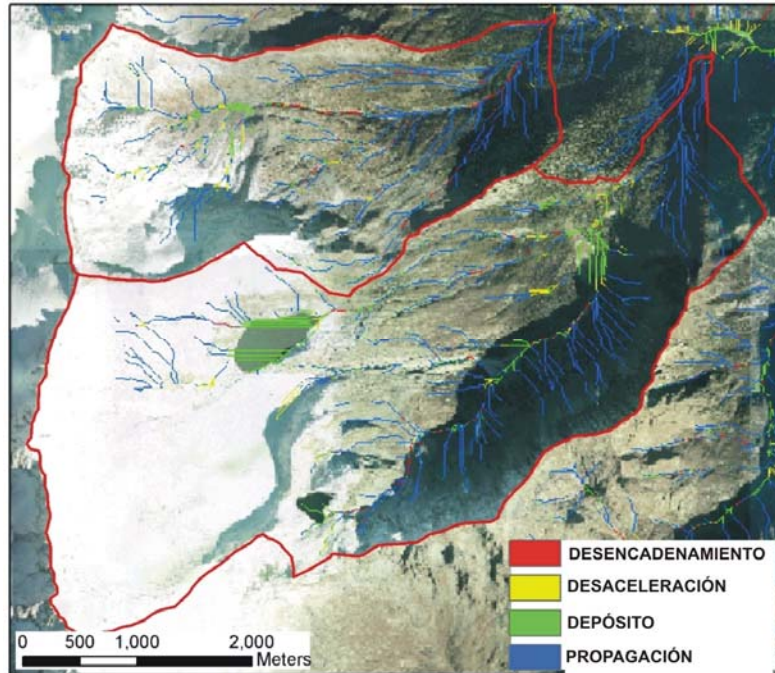


**Figura 8.-** Comparación entre los puntos de desencadenamiento identificados en las fotografías aéreas con la fórmula propuesta por Zimmerman et al (1997).

Una síntesis de los resultados de los cálculos efectuados se expone en forma gráfica en la figura 9. Se observa claramente que las subcuencas Dosson, Cercen y Gabbiolo presentan valores elevados de posibles puntos de desencadenamiento de coladas detríticas (sobre el 10%) con porcentuales casi nulos de sectores de desaceleración y escasos sectores de depósitos. Los tramos de propagación e inicio de las coladas se ubican en las zonas elevadas de la cuenca y canalones antes descritos, mientras que el depósito se produce exclusivamente en los conos de deyección. Las tres subcuencas restantes, Río Lares, Seniciaga y Folgorida, ofrecen mayor aptitud para la detención o desaceleración de las coladas en el interior mismo de la subcuenca. Por otra parte, el porcentaje de puntos posibles de inicio de coladas es casi la mitad que en las subcuencas anteriores (máximo de 5,3% en la subcuenca Val Folgorida).



**Figura 9.-** Representación gráfica indicando la proporción de los distintos tramos con procesos dominantes desde el desencadenamiento hasta la detención de la colada detrítica.



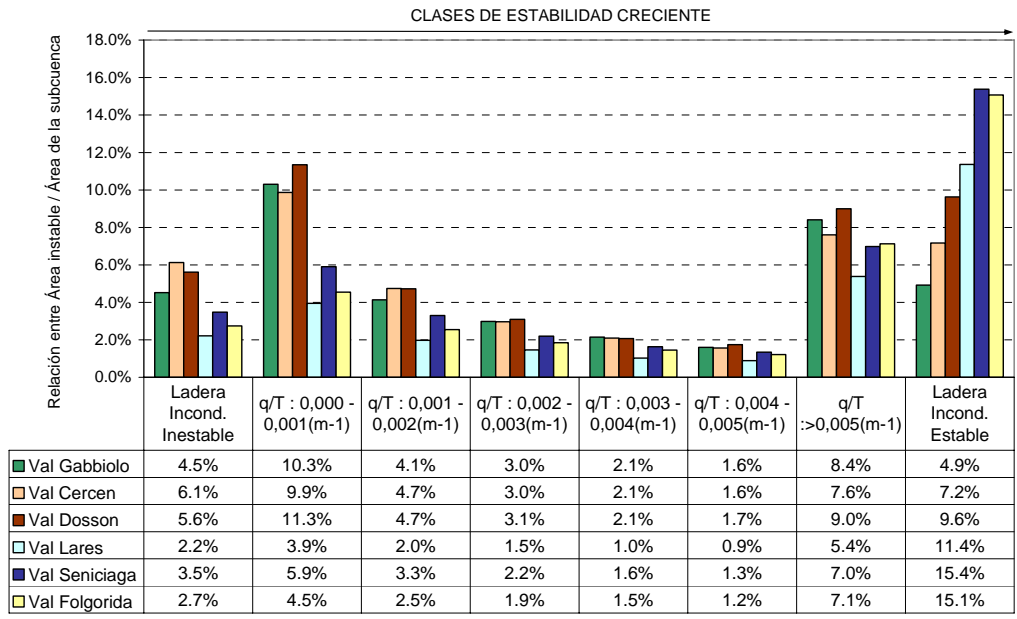
**Figura 10.-** Mapa raster con la clasificación de los procesos torrenciales a lo largo del retículo hidrográfico en la subcuenca del Río Lares. Se aprecian en color verde los tramos del retículo donde se verifican procesos de deposición en correspondencia con el fondo del valle.

### Estabilidad de laderas

La aplicación del modelo Shalstab se realizó sobre los tipos geológicos susceptibles de desarrollar fenómenos de deslizamiento: depósitos aluvionales, morénicos y faldas detríticas. Siguiendo las recomendaciones de Montgomery y Drietch (1994), se utilizó un ángulo de fricción interna de  $45^\circ$  (y cohesión nula) y un peso específico del material igual a  $1,65\text{kg/dm}^3$ .

En primer término se generó en base SIG la carta del wetness index. Luego, combinándola con las cartas del área drenada y de la pendiente de la cuenca se produjo la carta de susceptibilidad al deslizamiento. Los resultados se clasificaron como “Incondicionalmente estable” para aquellas celdas en las cuales la ladera permanece estable aún en situaciones de total saturación, “Incondicionalmente inestables” en el caso contrario y distintos rangos para la relación  $q/T$  para producir la inestabilidad. En las figuras 11 y 12 se exponen los resultados en forma gráfica. Los valores de la figura 11 indican la proporción de sectores, en cada subcuenca respecto al área total, propensos a los distintos grados de inestabilidad. El área de la subcuenca corresponde a un punto de síntesis ubicado en el ápice de los respectivos conoides.

Independientemente de la naturaleza del material que constituyen los valles colgados (morenas, faldas detríticas) se observan áreas incondicionalmente inestables y potencialmente inestables según el grado de saturación (según la intensidad del evento meteorológico). Por ejemplo, las subcuencas Val Gabbiolo, Cercen y Dosson, que en el evento de 1987 produjeron coladas detríticas, evidencian una elevada extensión de superficie susceptible de deslizarse para valores relativamente bajos de intensidad de precipitación (relación  $q/T$  menor que  $0,001\text{m}^{-1}$ ).



**Figura 11.-** Representación gráfica con los porcentajes de las áreas sujetas a posibles fenómenos de deslizamiento de laderas.



**Figura 12.-** Mapa raster con los resultados de la aplicación del modelo Shalstab. Se indican los valores de la relación  $q/T$  clasificando el grado de estabilidad de las laderas.

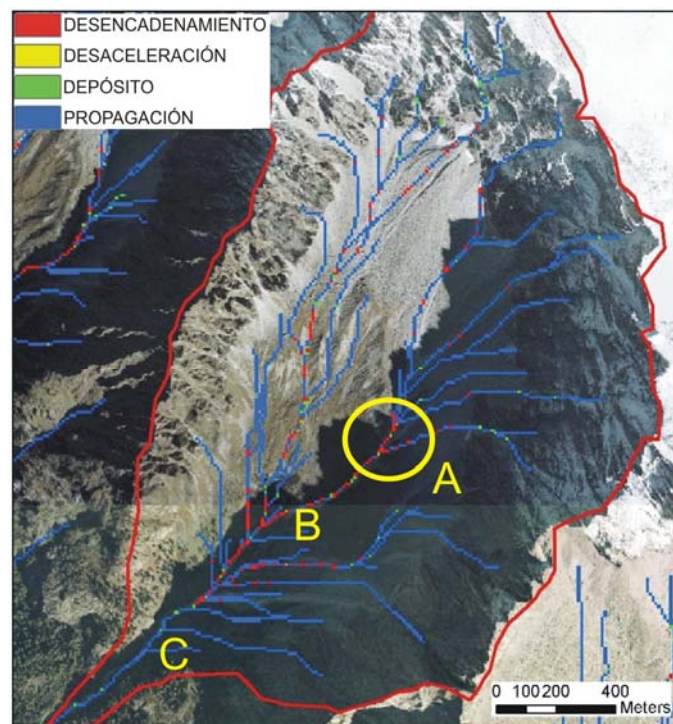
En cambio, los valles colgados del Río Lares y Seniciaga se caracterizan por la buena estabilidad de los fondos de los valles. Sin embargo las faldas detríticas son potencialmente inestables. La comparación de los resultados de la figura 11 muestra que las tres pequeñas subcuencas Gabbiolo, Cercen, Dosson, tienen en modo relativo, la mayor proporción de área potencialmente inestable ( $q/T$  menor que  $0,001 \text{ m}^{-1}$ ) y por lo tanto, una mayor propensión a producir deslizamientos que las restantes subcuencas (Lares, Seniciaga, Folgorida).



## COMPARACIÓN CON EL EVENTO DEL AÑO 2006

En la mañana del 15 de septiembre de 2006, durante la elaboración del presente estudio, se produjo una colada detrítica que arribó al conoide del Río Gabbiolo. La colada se desencadenó por una perturbación meteorológica de larga duración localizada en la parte alta de la cuenca. En los cinco días precedentes la precipitación acumulada alcanzó los 57mm. El cero térmico se esperaba que se ubicara entre 3500 m s.n.m y 3700 m s.n.m., es decir, por sobre los picos más elevados de la divisoria de aguas, y definiendo que la precipitación se produjera bajo forma de lluvia.

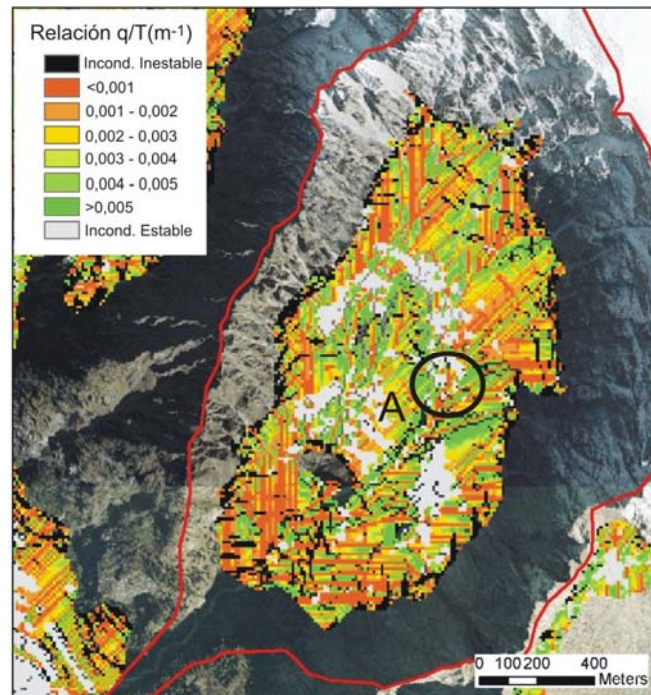
El fenómeno fue interpretado del siguiente modo. El flujo generado en las paredes rocosas de la zona alta de la cuenca originó, por efecto de saturación veloz de los depósitos, pequeñas coladas detríticas de gravas sobre la falda detrítica que luego se depositaron aguas arriba de una morena frontal en la subcuenca (ver sector "A" de la figura 13). El flujo subsuperficial que se originó en correspondencia de la zona de contacto entre falda detrítica y morena redujo su estabilidad hasta producir el colapso en el momento de incremento de precipitación. Una vez desencadenada la colada, ésta se alimentó en un tramo de 250 a 300 m erosionando un canal hasta alcanzar la roca madre (sector "B" en la figura 13). Finalmente, el depósito se produjo en el conoide.



**Figura 13.-** Identificación de los puntos de desencadenamiento de las coladas detríticas confrontados con las observaciones de campo: a) zona de origen de la colada, b) erosión y alimentación de la colada, c) propagación a lo largo de una garganta rocosa.

En la figura 13 se observa una buena correspondencia entre las observaciones de campo para éste fenómeno y los cálculos efectuados. Se han indicando las observaciones de campo distinguiéndose el área de desencadenamiento de la colada (a), el tramo de alimentación (b), y de propagación (c) en donde no se observaron depósitos de la colada. El análisis de la estabilidad de las laderas indica valores para la relación  $q/T$  muy bajos (en el orden de  $10^{-7} \text{ m}^{-1}$ ), dado que el área presenta una importante concentración de la red de drenaje favoreciendo

la saturación del suelo (ver figura 14 donde se ha remarcado el sector donde se produjo el deslizamiento).



**Figura 14.-** Identificación de la zona donde se produjo un pequeño deslizamiento (a) comparado con los valores de  $q/T$  calculados.

## DISCUSIÓN

La génesis de coladas detríticas y deslizamientos de laderas requiere una serie de factores, por un lado similares y por otro diferentes. En este último caso se encuadra el tipo de precipitación. La hipótesis de partida para evaluar la estabilidad de una ladera es el desarrollo de un flujo subsuperficial estacionario que requiere de una precipitación constante en el tiempo. En cambio, para el desencadenamiento de una colada detrítica es indispensable una lluvia intensa, propia del periodo estivo. Los puntos potenciales de desencadenamiento se distribuyen a lo largo de la intersección entre faldas detríticas y paredes rocosas ya que en estos sectores se conjugan dos elementos: material removible y concentración del flujo líquido. De esta forma, estos eventos son el resultado de una combinación acertada de morfología, litología, temperatura y precipitación intensa, todos presentes en la cuenca del torrente Sarca.

De las subcuencas examinadas, la Val Dosson, Val Cercen y Val Gabbiolo presentan evidentes procesos coluviales que se extienden hasta los respectivos conoide. Los saltos entre los valles colgados y el fondo del valle principal trabajan como umbrales que dividen dos zonas: los conoides con procesos fluviales y las subcuencas con predominancia de procesos coluviales. Durante los periodos con eventos ordinarios, los procesos fluviales pueden prolongarse hacia aguas arriba en los torrentes hasta el pie de las cascadas. En cambio, cuando ocurren los eventos extremos los flujos de masa atraviesan los conoides alcanzando el torrente Sarca. En este sentido las subcuencas están aisladas. El torrente Sarca se conecta con las subcuencas durante los eventos de baja frecuencia. También la morfología de los cursos

evidencia la influencia de la historia reciente. Todos los cursos en los conoides poseen una capacidad de transporte de material superior a la alimentación desde aguas arriba, típico de las morfologías como saltos-resaltos (step-pools) y rápidas. En cambio, los tramos coluviales de aguas arriba poseen una limitada capacidad de transporte y por lo tanto, un bajo aporte hacia aguas abajo.

Las cuencas del Río Lares y Val Seniciaga representan un caso distinto, son verdaderos “valles colgados” donde se desarrollan los procesos típicos fluviales. En ellos las zonas de planicie funcionan como reservorios que detienen las coladas y dejan pasar los sedimentos bajo forma de transporte sólido de fondo. Todos los cursos encontrados en la planicie del Río Lares muestran una capacidad de transporte menor al aporte de sedimentos desde aguas arriba. Por consiguiente, los procesos de masa en las laderas están desvinculados con el torrente Sarca, pero una crecida extrema es capaz de movilizar los sedimentos acumulados en la planicie para dar origen a un intenso transporte sólido, quizás hasta hiperconcentrado. Téngase en cuenta que el tramo de aguas abajo posee una capacidad de transporte muy elevada (pendiente del 52%).

En la siguiente tabla se expone un resumen con la caracterización de los procesos predominantes en cada subcuenca.

**Tabla 2.-** Resumen de procesos predominantes en las subcuencas y tipo de transporte sólido.

Subcuenca	Tipo de transporte sólido	Procesos dominantes en las subcuencas
Val del Río Lares	Sólido de fondo	Fluviales: depósito/transporte
Val Seniciaga	Sólido de fondo	Fluviales: depósito/transporte
Val Folgorida	Coladas detríticas	Coluviales (de masa)
Val Ceren	Coladas detríticas	Coluviales (de masa)
Val Gabbiolo	Coladas detríticas	Coluviales (de masa)
Val Dosson	Coladas detríticas	Coluviales (de masa)

Finalmente, cabe una breve discusión sobre la metodología seguida. Para el objetivo del estudio se consideró suficiente adoptar valores constantes para los parámetros geotécnicos que intervienen en el modelo Shalstab. El estudio puede profundizarse identificando estas propiedades para cada tipo de depósito. En lo que respecta a la evaluación de los posibles puntos de formación de coladas, vale evidenciar que en el proceso de calibración se emplearon las pendientes medias en las cercanías del punto puesto que ofrece una menor dispersión. En cambio, para la explotación el cálculo se realiza a nivel de celda, que en algunas situaciones presenta pendientes diferentes a la media del entorno. Para este punto se propone la elaboración de algoritmos de cálculos más sofisticados.

## CONCLUSIONES

Se ha presentado la metodología utilizada para caracterizar los procesos de producción de sedimentos en las subcuencas del torrente Sarca di Val Genova. La metodología comprende un conocimiento general de la cuenca en su conjunto, observaciones de campo y aplicación de modelos matemáticos con base SIG.

Los modelos matemáticos han brindado un claro cuadro de la situación en las subcuencas. Sin

embargo se recalca la necesidad de complementarlos con el examen de fotografías aéreas y la observación directa de campo, a fin de ratificar los resultados o en algunos casos, de rectificarlos. Para esto se tomaron como muestra dos subcuencas con comportamientos diferentes, la Val Cercen y Val del Río Lares. En cada una se identificaron las unidades morfológicas del paisaje (descritas por Benda et al, 2005 y Takashi et al, 2002), como así también las características de los cursos de aguas con la aplicación de los sistemas de clasificación tales como el de Rosgen (1994), y el de Montgomery y Buffington (1993). La aplicación conjunta de los sistemas permite una mejor descripción de los cursos, dado que las categorías de Rosgen (1994) no distinguen entre cursos coluviales de aquellos aluviales (como ocurre con la tipología Aa+).

El empleo de indicadores, como el número de Melton, es una primera aproximación a los procesos predominante, que deben ser ratificados con las observaciones de campo.

*Agradecimientos.* El presente trabajo forma parte de la tesis del Curso de Master realizado en la Universidad de Padova, financiado por la Provincia del Chubut. Deseo agradecer especialmente al personal del "Servizio Bacini Montani" por su amabilidad y disponibilidad para el desarrollo del estudio, como así también al personal del Parque Natural Adamello Brenta por su hospitalidad durante el periodo de relevamientos de campo, ambas instituciones pertenecientes a la Provincia Autónoma de Trento.

## LISTA DE SÍMBOLOS

A:	área drenada
b:	dimensión de la celda
h:	representa la altura del nivel freático sobre la superficie de deslizamiento
q:	precipitación neta
T:	transmisibilidad del suelo
Z:	profundidad del suelo deslizándose en una ladera
$\phi$ :	ángulo de fricción interna del suelo
$\rho_s$ :	masa específica del suelo
$\rho$ :	masa específica del agua
$\theta$ :	pendiente de la ladera

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

**Benda L., Hassan M., Church M., May C.** (2005). "Geomorphology of steep land headwaters: the transition from hillslopes to channels", *Journal of the American Water Resources Association*, Vol 41, No 4, pp 835-851.

**Callegari E. y Brack P.** (2002) "Geological map of the tertiary Adamello Batholith (Northern Italy): Explanatory notes and legend", *Mem. Sci. Geol.*, Vol 54, pp 19 – 49.

**Cavalli M. y Marchi L.** (2006). *Identificazione preliminare delle aree di pericolo legate a fenomeni torrentizi*. Consiglio Nazionale delle Ricerche, IRPI Padova.

**D'Agostino V.** (1996) "Analisi quantitativa e qualitativa del trasporto solido torrentizio nei bacini montani del trentino orientale", *A.I.I.A – A.I.I – Scritti dedicati a Giovanni Tournon*, Novara, Italia, pp 111-123.

**De Scally F.A. y Owens I.F.** (2004) "Morphometric controls and geomorphic response on fans in the Southern Alps, New Zealand", *Earth Surface processes and landforms*, Vol 29, No 3, pp 311-322.

**Marchi L y Tecca P.R.** (1996) "Magnitudo delle colate detritiche nelle Alpi Orientali Italiane". *Difesa del suolo*. GEAM, Vol 2-3, pp 79-86.

**Marchi L. y Brochot S.** (2000) "Les cônes de déjection torrentiels dans les Alpes françaises, morphométrie et processus de transport solide torrentiel Italiane". *Revue de Géographie Alpine* Vol 3/2000, pp 23-38.

**Montgomery D. R. y Dietrich W. W.** (1994) "A physically based model for the topographic control on the shallow landsliding". *Water Resources Research*, Vol 30, No 4, pp 1153-1171.

**Montgomery D. R. y Buffington J. M.** (1993) *Channel classification, prediction of channel response and assessment of channel condition*. Report TFW-SI-110-93-002. Washington, EE.UU.

**Montgomery D. R. y Buffington J. M.** (1997) "Channel-reach morphology in mountain drainage basins", *Geol. Soc. of Am. Bull*, Vol 109, No 5, pp 596 – 611.

**Moscariello A., Marchi L., Maraga F., Mortara G.,** (2002) "Alluvial fans in the Italian Alps: sedimentary facies and processes". *Spec. Publs int. Ass. Sediment*, Vol 32, pp 141-166.

**Rosgen D.** (1994) "A classification of natural rivers", *Catena*, Vol 22, pp 169-199.

**Rosgen D.** (1996) *Applied river morphology*. Wildland hydrology, Pagosa Springs, Colorado, EE.UU.

**Takashi G., Sidle R., Richardson J.** (2002) "Understanding processes and downstream linkages of headwater systems". *BioScience*, Vol 52, No 10, pp 905-916.

**Whiting P. y Bradley J.** (1993) "A process-based classification system for headwater streams". *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol 18, pp 603-612.

**Zimmermann M., Mani P., Gamma P., Gsteiger P., Heiniger O., Hunziker G.,** (1997) "Murganggefaher und Klimaänderung – ein GIS-basierter Ansatz (Debris flow hazard and climate change – a GIS based approach)" *Schlussbericht NFP 31*, Zurich.