

MORFOMETRÍA DE CUENCAS MONTAÑAS Y METAMORFOSIS FLUVIAL, TUCUMÁN

José BUSNELLI^{1,†} y Luis R. HORTA²

¹ Instituto de Geociencias y Medioambiente (INGEMA). Facultad de Ciencias Naturales e IML. Universidad Nacional de Tucumán. (CP 4000), San Miguel de Tucumán, Tucumán. Argentina.

² Universidad Nacional de La Rioja, CP 5300. Argentina.

[†] Fallecido.

RESUMEN

Las cuencas fluviales localizadas en las laderas orientales de las sierras en el Noroeste Argentino se caracterizan por intensas descargas ácuas de grandes volúmenes en corto tiempo durante las tormentas que acontecen en el período de lluvias estivales. El fuerte quiebre de pendiente en la transición ladera-piedemonte, las potentes lluvias de origen orográfico y la intensa presión antrópica en el sector de piedemonte y llanura apical tucumana condicionan el alto riesgo de inundación rápida por aluvionamiento y los procesos migratorios por avulsión de los cauces fluviales.

En el presente trabajo se planteó analizar la relación entre la metamorfosis fluvial, medida en términos de cambios en la sinuosidad, con las medidas morfométricas de las cuencas de aporte: área de aporte, gradiente de pendientes, elongación, densidad de drenaje, torrencialidad.

Los factores de forma y los parámetros cuantitativos de las cuencas fueron determinados mediante visualización de imágenes satelitales en Sistemas de Información Geográfica (SIG). Los cambios en el trazado del drenaje aluvional a través del tiempo se realizó por fotointerpretación de fotos aéreas de los años 2000 y visualización normal de imágenes Cbers del 2008.

Como resultados se observa que la torrencialidad disminuye desde la cuenca del Gastona, Medinas-Chico, Seco y Balderrama. Mientras que la metamorfosis de mayor a menor es: Seco, Gastona, Medinas-Chico, Balderrama. Las relaciones se mantienen salvo para el caso del río Seco, que puede ser explicado por su localización anómala en una posición a menor elevación en la ladera y concentrar mayores cantidades de precipitaciones.

Palabras clave: *Inundaciones aluvionales rápidas, sinuosidad, Sistema de Información Geográfica (SIG)*

ABSTRACT

Morphometry of mountain basins and fluvial metamorphosis, Tucumán

Fluvial basins located on eastern slopes of the Northwestern Argentina are dominated by intense water discharges in short period of time during storm events of the summer pluvial period. The strong nick point in the transition zone of foothill-slopes, the powerful orographic rainfalls and the intense human pressure on the Tucumán foothill and apical plain conditioned the high flash flood risk due to alluvial and migratory processes due to avulsion of fluvial channels.

In the current research the fluvial metamorphosis, measured as changes in sinuosity, was related to morphometric measures of the contributing areas of the basins: slope gradients, elongation, drainage density and torrenciality.

The shape factors and quantitative parameters of the basins were determined through satellite image visualization on Geographic Information Systems (GIS). Trace changes on the alluvial drainage network through time was developed by photointerpretation of aerial photos of the year 2000 and visualization of Cbers satellite images of the year 2008.

Concluding, torrenciality decreases from Gastona, Medinas-Chico, Seco y Balderrama basins, while metamorphosis from higher to lower is: Seco, Gastona, Medinas-Chico, Balderrama. So, the relationship is kept for all the basins, unless Seco river, which could be explained by its lower elevation and higher pluvial discharges.

Keywords: *Alluvial flash flood, sinuosity, Geographic Information System (GIS), Montane basins Tucumán*

INTRODUCCIÓN

Las características físicas de una cuenca de drenaje revisten gran importancia para la realización de estudios geomorfológicos, hidrológicos y geotécnicos, ya que in-

fuyen en el desarrollo de múltiples procesos fluviales y en el riesgo de inundación. La avulsión de los cursos fluviales durante los períodos de lluvias intensos de verano promueven fenómenos de inundaciones veloces y torrenciales que afectan los

sectores pedemontanos y de llanura de la provincia de Tucumán, donde se asienta la mayor parte de las ciudades muy densamente pobladas e incluso muchas veces localizadas en antiguas terrazas fluviales de los ríos, sumado a una gran presión

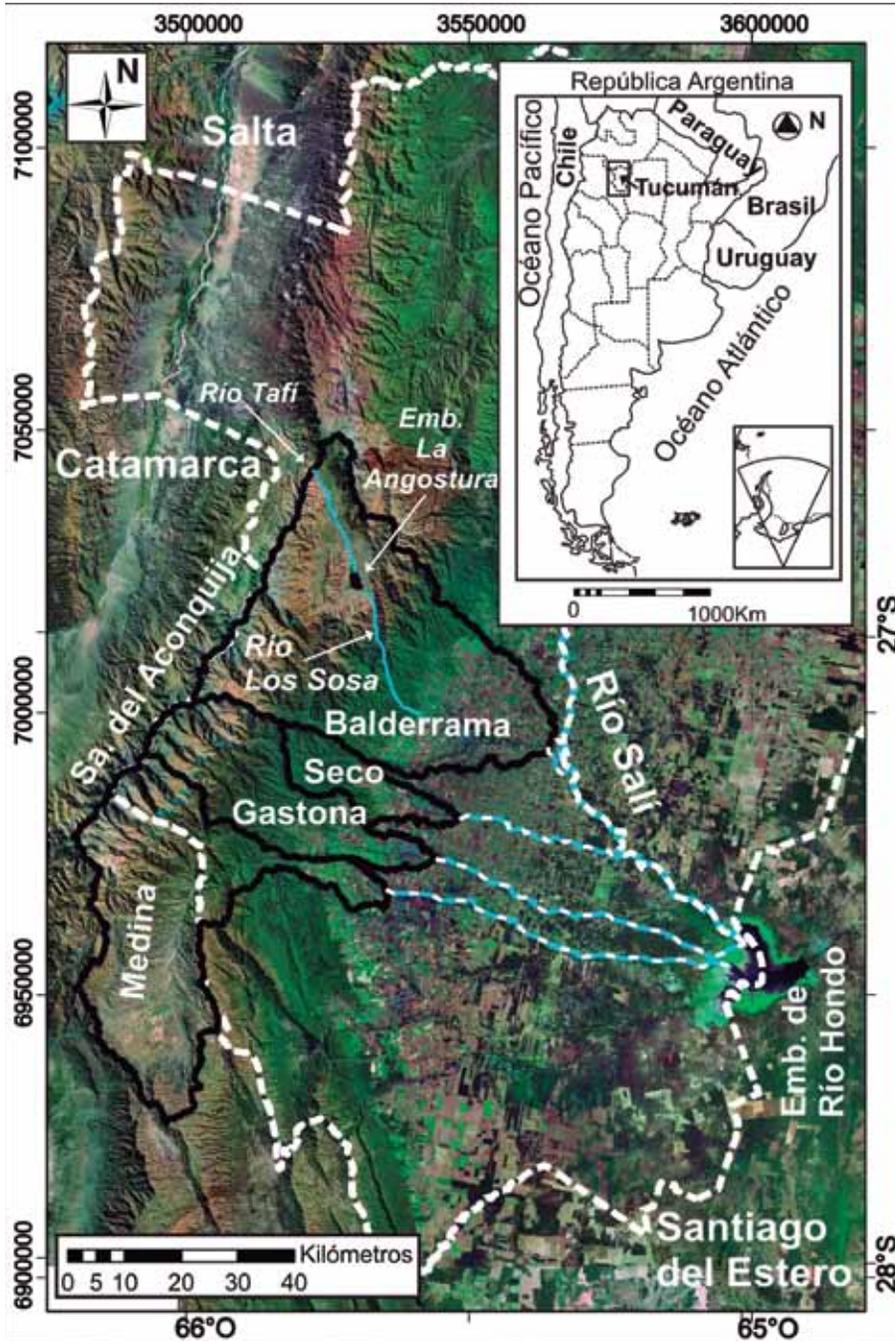


Figura 1: Ubicación de las cuencas analizadas.

agrícola intensa a lo largo de los años que llevó a la deforestación de zonas de bosque nativo en muchos casos hasta el lecho fluvial activo.

En el presente trabajo se planteó como objetivo determinar las medidas geométricas de las cuencas fluviales de aporte de cuatro de los principales ríos de la provincia, de norte a sur: Balderrama, Seco, Gastona y Medinas-Chico (Fig. 1), que

drenan sus aguas al sistema fluvial del río Salí y su relación con la metamorfosis de los cursos fluviales aluviales en el piedemonte y llanura.

El análisis morfométrico es realizado a partir de estudios de torrencialidad (Guido y Busnelli 1993) en donde encontraron una íntima relación entre los parámetros geométricos de las cuencas analizadas con los hidrogramas de creciente documenta-

dos mediante aforo. Además se relaciona lo anterior con el estudio de las modificaciones de los diseños fluviales medidos en diferentes tiempos por medio de la sinuosidad (Cuenya y Sayago 1990), quienes observaron que con el paso del tiempo y la continua degradación de las tierras llevaron en dos cursos fluviales pedemontanos de Tucumán a una tendencia de disminución de sinuosidad pasando de un hábito meandroso a uno entrelazado con el consecuente aumento en la carga sólida, aumento de la pendiente, aumento de la anchura y disminución de la profundidad.

La zona de estudio (Fig. 1) se localiza en la ladera oriental de la Sierra del Aconquija. A su vez, estas cuencas pertenecen al sistema fluvial del río Salí que desembocan en el embalse de río Hondo o dique Frontal en el límite con la provincia de Santiago del Estero hacia el Este.

Es notorio el hecho del control tectónico del frente montano submeridiano que encierra las cuencas analizadas y el cierre del sistema en lo que se conoce como golfo de Concepción desde el punto de vista estructural (Fig. 2). También es marcado el quiebre de pendiente entre la ladera y el piedemonte. La transición entre el piedemonte y la llanura apical u ondulada es evidente en cuanto al trazado de los cursos aluviales, siendo entrelazado en el piedemonte, con mayores valores de pendiente, carga sedimentaria y torrencialidad hacia aguas arriba cerca del contacto con la ladera; mientras que en la llanura pasa a sistemas marcados de meandros, donde las condiciones de flujo y pendientes son menores y manifiestas por el brusco cambio de la granulometría del material transportado.

No existen trabajos locales en cuanto a hidrogeomorfología o estudios particulares específicos de las cuencas fluviales en consideración, salvo trabajos del riesgo de inundación de la cuenca del río Medinas (Arcuri 1995) o en la cuenca del río Gastona (Busnelli 2009).

La necesidad de obtener metodologías de estudios de la dinámica fluvial y el riesgo de inundaciones, en sectores donde las estaciones de medición con instrumentos son escasas, significa un desafío.

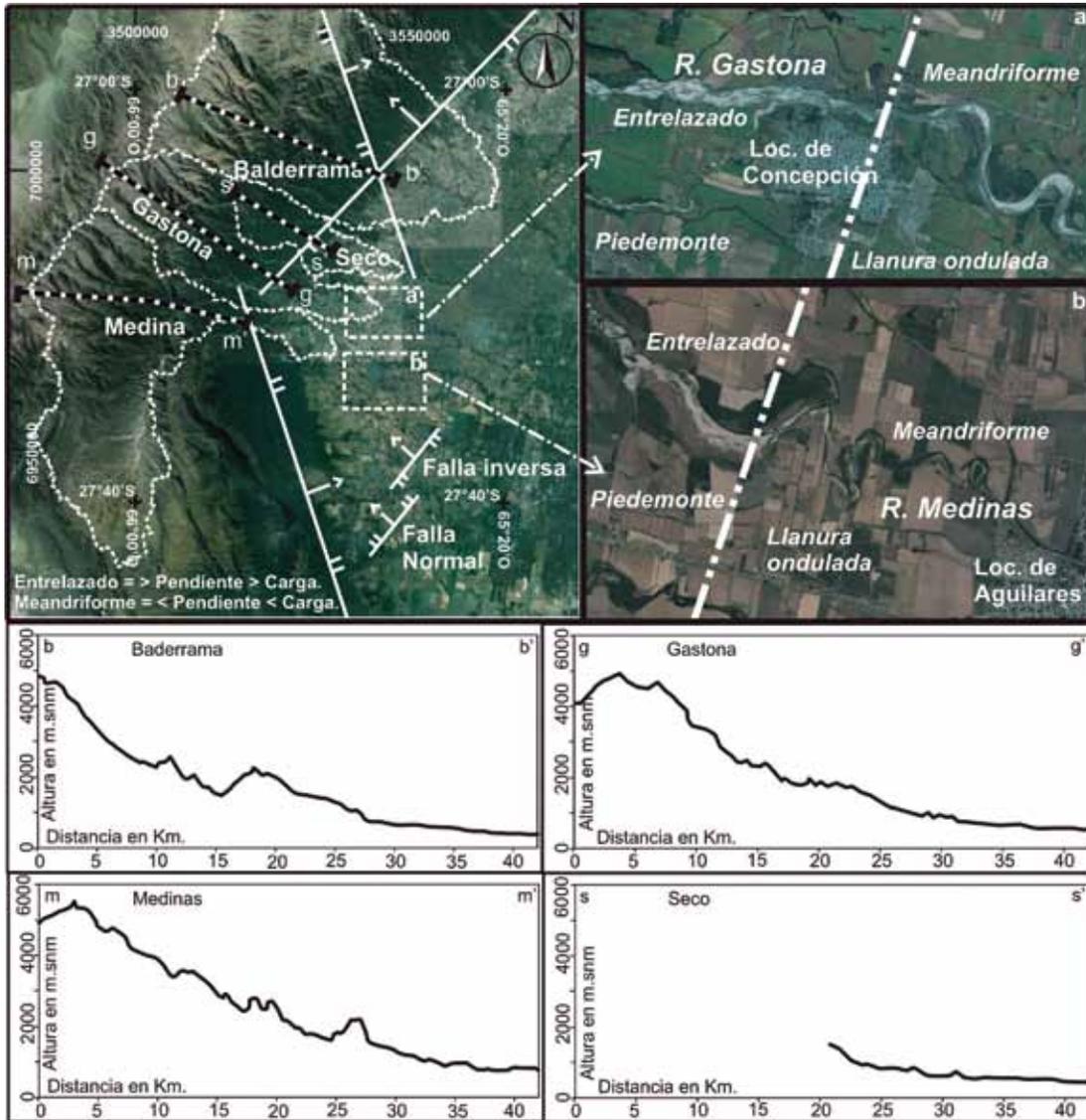


Figura 2: Marco estructural de las cuencas, cambios en la dinámica del trazado de entrelazado a meandriforme y perfiles longitudinales representativos.

Las inundaciones torrenciales en la zona de transición entre las laderas de la sierra y el piedemonte son recurrentes y de magnitudes considerables, destacándose la inundación del verano de 2007 (La Gaceta 2007) que incluso arrastró un centenar de puentes ferroviarios y otras tantas inundaciones aluvionales rápidas documentadas en informes técnicos (Roldán 2000), que causaron enormes pérdidas materiales e incluso vidas humanas.

MARCO GEOLÓGICO

Estructura y provincias geológicas

Las cuencas analizadas se localizan en el faldeo oriental de la Sierra del Aconquija, cuya divisoria de aguas constituye el límite

interprovincial con la provincia de Catamarca y forma un bloque montano donde predominan rocas de basamento ígneo-metamórfico precámbrico-cámbrico y sedimentitas del Terciario. Hacia su desembocadura en el Embalse de Río Hondo al este en el límite con la provincia de Santiago del Estero existe el predominio de una cubierta sedimentaria del Cuaternario ampliamente distribuida en el sector pedemontano y de llanura. El área de estudio se encuentra situada en el ámbito de la provincia geológica de Sierras Pampeanas Noroccidentales (Camino 1979) o Sierras Pampeanas Septentrionales (Aceñolaza y Toselli 1981) hacia el oeste abarcando el área serrana y pedemontana. La llanura oriental tucumana pertenece a la

provincia geológica de la Llanura Chaco-Pampeana o Pampasia o Llanura Chaco-Bonaerense englobando todas las áreas llanas (Ramos 1999).

Secuencias estratigráficas

La unidad más antigua corresponde a rocas metamórficas de grado medio de la Formación Puncoviciana (Turner 1960) que conforman el núcleo de las Sierras del Aconquija y afloran extensamente en sus laderas (Fig. 3) y cuya edad es atribuida al Precámbrico Superior – Cámbrico Inferior, correspondiente a un ambiente marino de plataforma continental y profundo, con intrusivos de cuerpos plutónicos graníticos de edad paleozoica (Dal Molín *et al.* 2003). Por encima de este basamento

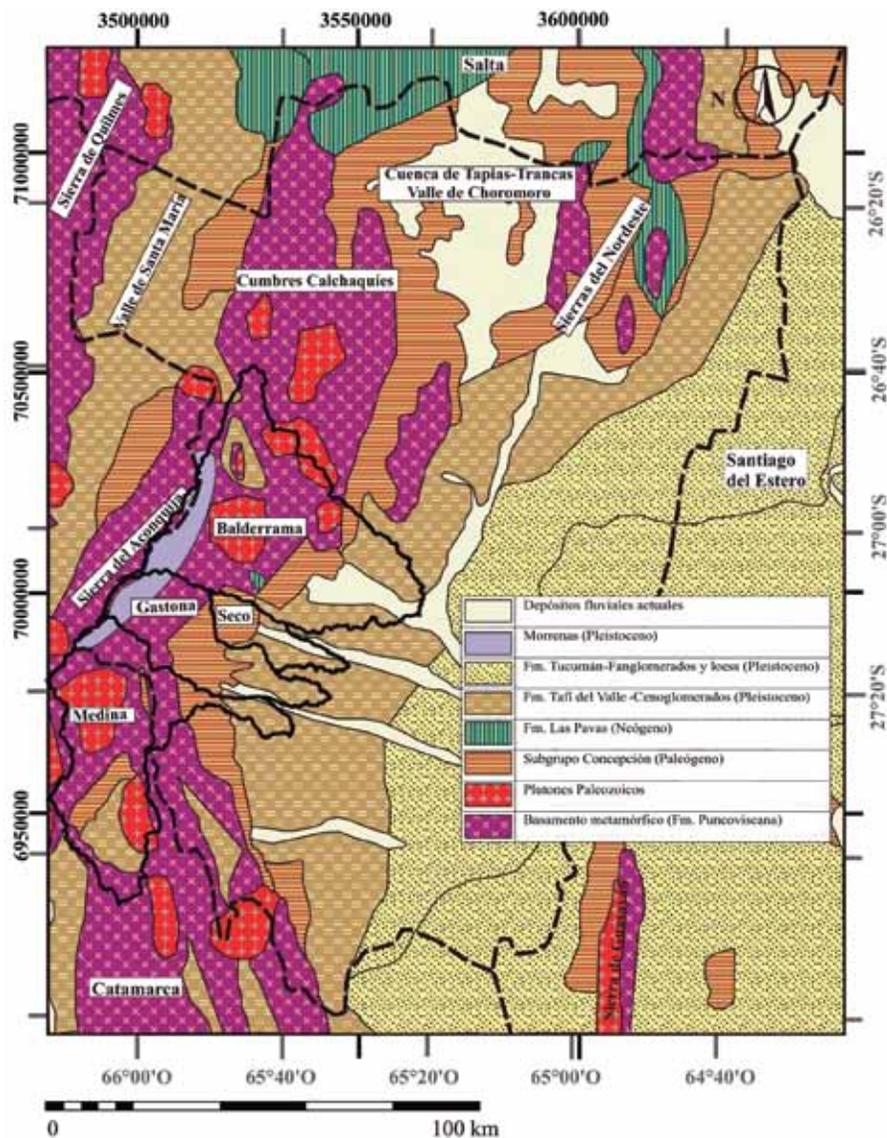


Figura 3: Mapa litológico regional.

y en discordancia tectónica aflora una secuencia de rocas sedimentarias continentales hacia el este apoyada sobre el núcleo cristalino en forma más o menos continua y en los valles interiores de la sierra, que pertenecen al Grupo Aconquija, Subgrupo Concepción, atribuido al Paleógeno (González Bonorino 1951). Luego de una discordancia erosiva, durante el Plioceno inferior, se apoyan los sedimentos de la Formación Las Pavas (Busnelli 2009), junto a otras formaciones del Neógeno que cubren discordantemente al basamento ígneo-metamórfico (García 2005). El Cuaternario, está representado por diferentes formaciones como la Formación

Tucumán (Bonaparte y Bobovnikov 1974) que incluye los depósitos y sedimentos del Pleistoceno superior-Holoceno inferior. Estos depósitos están constituidos principalmente por loess original, loess retransportados y sedimentos loessoides y en menor proporción en volumen aunque también ampliamente distribuidos por fanglomerados producto de grandes abanicos aluviales en el piedemonte y llanura tucumana (Tineo *et al.* 2007). La Formación Tafi del Valle (Collantes *et al.* 1993), formada por una secuencia interestrificada y cíclica de Loess-Paleosuelos en la zona de Tafi del Valle, también corresponde a límite Pleistoceno superior-Holoceno

inferior (Fig. 3). Las secuencias mencionadas se encuentran cubiertas por un manto de sedimentos cuaternarios de carácter coluvial-aluvional y fluvio-eólicos que se distribuyen en el piedemonte y la llanura ondulada hacia el este. En las partes altas se presentan señales de glaciario, con depósitos de morrenas y drift glacial del Pleistoceno y Holoceno (Busnelli 2009).

METODOLOGÍA

Etapas del estudio

Los aspectos metodológicos del estudio pueden dividirse en dos etapas separadas: 1) el estudio morfométrico de las cuencas en las laderas montañosas y 2) los cálculos de cambios multitemporales en la sinuosidad para determinar la metamorfosis fluvial.

Sistema de Información Geográfica (SIG)

La cartografía digital y el procesamiento de los datos espaciales se realizó mediante SIG (Sistemas de Información Geográfica), el Ilwis (*Integrated Land and Water Information System*) que es un software informático abierto y gratuito desarrollado por el ITC (*International Institute for Geo-Information and Earth Sciences*) en Holanda. Se utilizaron materiales obtenidos de sensores remotos: fotografías aéreas pancromáticas, imágenes de satélite con diferentes bandas y modelos de elevación digital del terreno (MED's).

En la primera etapa, se determinaron las mediciones geométricas de las cuencas y los parámetros cuantitativos mediante fotointerpretación de fotos aéreas del año 2000 con escala 1:50.000 para la zona montana y 1:20.000 en el piedemonte y llanura, apoyados por la visualización de imágenes Landsat 7 ETM con resolución de 30 m de pixel. Se delimitaron las cuencas a partir de las divisorias de aguas por vista en 3D estereoscópicas. Se calculó el área de aporte de cada cuenca imbrífera a partir de herramientas estadísticas en el SIG. Los gradientes altitudinales de las cuencas y las pendientes en grados (Fig. 4) fueron obtenidos a partir de un mode-

lo de elevación digital (MED) del SRTM (Shuttle Radar Terrain Mission) que consisten en archivos en formato geotiff con valores de altura para cada pixel con tamaño de 90 m. Las cuencas fueron extraídas y se trazaron los cursos fluviales determinando los órdenes de Horton (Horton 1945 y Strahler 1964), a partir de herramientas del SIG. Se calcularon la densidad de drenaje y el coeficiente de torrencialidad. Para la extracción de la red de drenaje se tomaron como valores de base el MED con tamaño de pixel de 90 metros y filtrando la extracción de los cursos fluviales con longitudes mayores a los 1000 metros, considerando que son los canales fluviales que mayores cargas torrenciales aportan a los ríos. De esta manera se obtiene un red de drenaje que se ajusta de la manera más precisa a lo observado en el terreno. Si es que se le asigna una longitud menor aparecen muchos más cursos fluviales de orden 1 que en la realidad no se observan y si se elige un valor mayor a 1000 metros, se generalizan muchos cursos que deberían ser considerados. El valor de 1000 metros de longitud de los cursos de primer orden como umbral de análisis es el que mejor se ajusta a los estudios morfométricos de las cuencas de drenaje en la zona (Busnelli *et al.* 2008).

Parámetros cuantitativos

Longitud máxima del escurrimiento: Para cada una de las cuencas se extrajo la mayor distancia que puede escurrir el agua desde el momento que precipita en el sector más distal, hasta la desembocadura o cierre de la cuenca establecido en el piedemonte. Es un dato que se calcula con herramientas de análisis en el SIG.

Densidad de drenaje: La densidad de drenaje se calcula a partir de la relación que existe entre la longitud total de los cursos fluviales (L_t) en Km. con el área de la cuenca (A) en Km^2 ($Dd = L_t / A$). Expresa la longitud media de los ríos por unidad de área. Es uno de los parámetros más importantes para determinar caudal pico y es indicativa del grado de erodabilidad de los suelos y rocas, porcentaje de erosión y de las condiciones climáticas im-

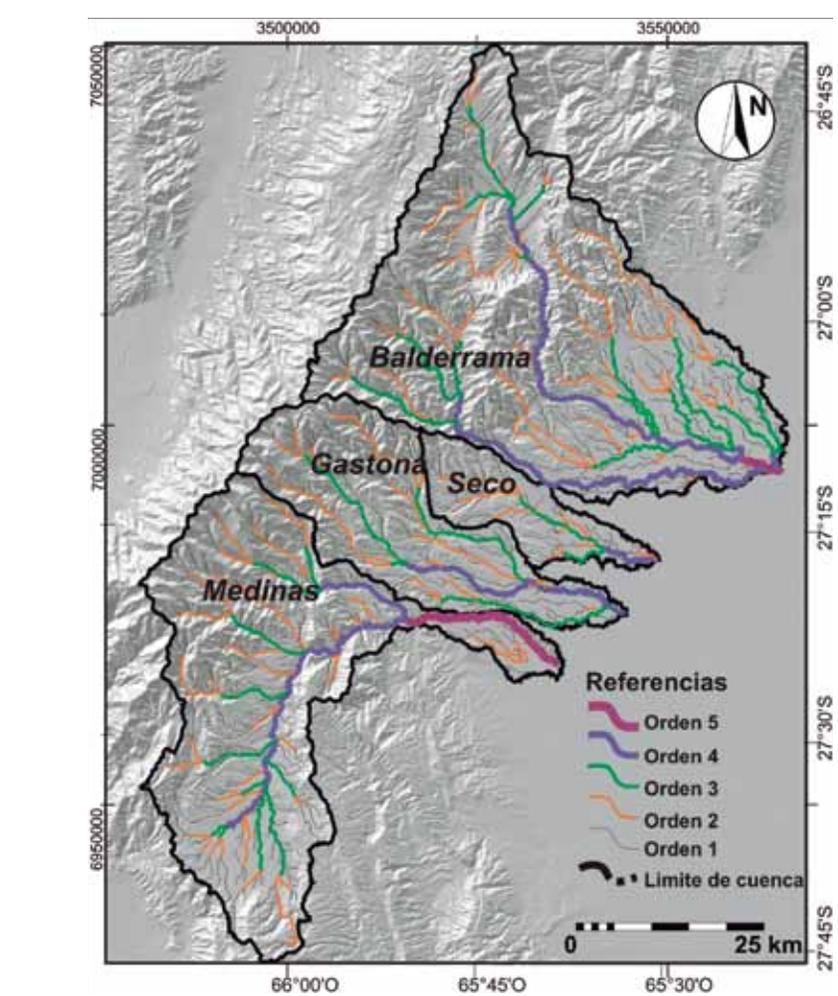


Figura 4: Mapa de sombras del relieve y órdenes de jerarquía de Horton.

perantes en la cuenca (Verstappen 1983). Es un factor que depende de las características físicas de las rocas, capacidad de infiltración, cobertura vegetal, topografía y ciclos de erosión-depositación. En general, elevados valores de densidad de drenaje, indican el predominio del escurrimiento sobre la infiltración, bajo almacenamiento subsuperficial y subterráneo, rocas o sedimentos de texturas finas de relativamente baja permeabilidad y elevada susceptibilidad a la erosión. Sus efectos teóricos sobre un hidrograma indican tiempos de concentración cortos. La Dd está íntimamente relacionada a la evolución e intensificación de los procesos de erosión lineal, y que un aumento en los procesos de erosión en cárcavas y barrancos en la cuenca alta, se traduce en un incremento de la longitud de cauces por unidad de área (Guido 1991).

Coefficiente de torrencialidad: Se define como el número total de ríos de orden 1 (uno) y el área de la cuenca en km^2 . Es un indicador de la erodabilidad de una región, muy relacionado a los procesos de erosión lineal y a la capacidad de descarga de una cuenca. Debido a que los cursos de primer orden son de génesis erosiva (erosión en surcos y en cárcavas), altos valores, indican elevada susceptibilidad a la erosión, menores tiempo de llegada al pico y alta torrencialidad. En otras palabras, los ríos de orden 1 son los cursos fluviales de mayor importancia en la generación de flujos torrenciales y de inundaciones aluvionales veloces.

Trazado de los cursos aluvionales

En la segunda etapa se procedió al estudio multitemporal de los cursos aluvionales con fecha del año 2000 (foto aérea)

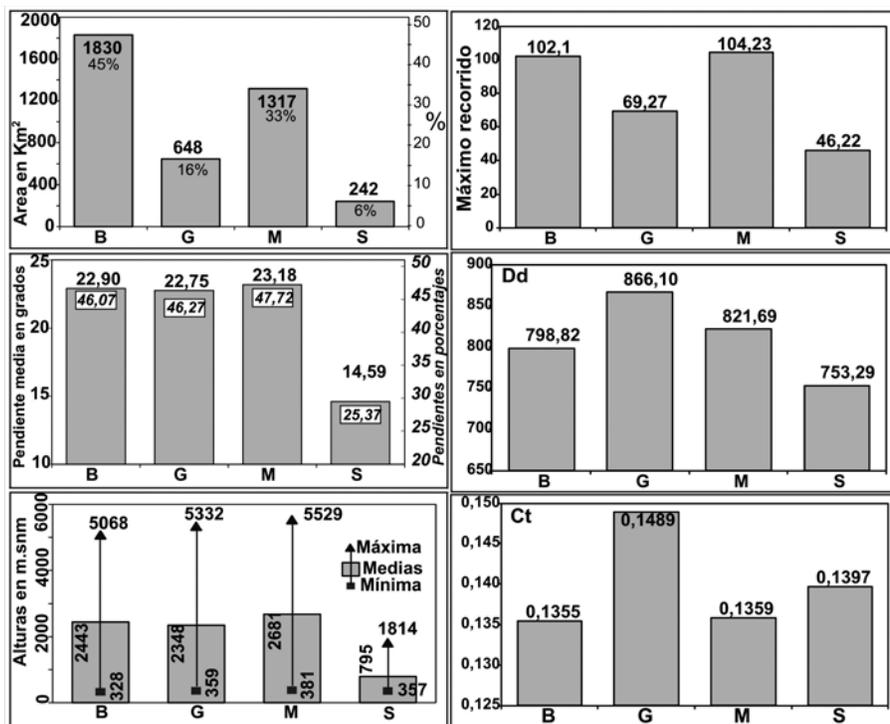


Figura 5: Resumen de los datos morfométricos de las cuencas.

CUADRO 1: Datos morfométricos obtenidos.

Cuenca	Área (Km²)	Pendiente %	Máximo recorrido (Km)	Dd	Ct	Alturas (Mín-Media-Máx) en m.snm
Balderrama	1830,43	47,56	102,1	798,82	0,135507093	328-2443-5068
Gastona	647,57	25,37	69,27	866,10	0,14889569	359-2348-5332
Medinas	1317,33	46,27	104,23	821,69	0,135892645	381-2681-5529
Seco	241,78	47,72	46,22	753,29	0,139676467	357-795-1814

y del año 2008 (imagen CBERS HRC de alta resolución con 2 m. de pixel) determinando medidas de valores de sinuosidad en cursos meandriformes.

En un canal fluvial-aluvial estable con bancos de arena y lecho erosionables la transmisión del flujo y la estabilidad del banco pueden ser mantenidas simultáneamente. Se produce entonces un equilibrio aproximado, de tal modo que el canal será incidido durante las crecidas y rellenado parcialmente durante la descarga de la creciente. Cuando el agua es confinada en un canal se establece un equilibrio aproximado entre la energía del agua, el volumen de carga transportada y el tamaño y forma del canal. El canal migrará lateralmente mediante erosión de los bancos cóncavos y depositación en los convexos, lo que corresponde a la di-

námica de los meandros. La mayoría de los ríos tienen más de un canal, teniendo uno o más con las máximas descargas y otros con descargas menores o bajas descargas que se activan durante las crecientes (Busnelli 2009).

RESULTADOS

Análisis morfométrico

Cálculo de las superficies

La cuenca de mayor extensión areal es la del río Balderrama, luego Medinas-Chico, Gastona, y finalmente la del río Seco (Cuadro 1 y Fig. 5). La cuenca del Balderrama presenta un sector en el Valle de Tafí que se encuentra embalsado en el dique de La Angostura.

Cálculo del gradiente de alturas y pendientes: Las diferencias altitudinales de las cuen-

cas entre 5500 m.s.n.m en los puntos más elevados y llegan a elevaciones de 320 m.s.n.m aproximadamente para las cuencas de Balderrama, Medinas, Gastona; mientras que para la cuenca del Seco, el gradiente altitudinal es mucho menor con rangos entre 1180 y 350 m.s.n.m, localizándose en la pendiente media-baja de las laderas (Cuadro 1). De la misma manera, al analizar las pendientes medias, para las cuencas mayores del Balderrama, Gastona y Medinas es de alrededor de 23° (47%) y en el Seco es de 15° (25%).

A partir de las gráficas de los perfiles longitudinales (Fig. 2) y gradiente de pendientes (Figura 4) se observa una mayor incisión erosiva debida a la mayor inestabilidad alejándose de la curva parabólica de equilibrio de los sistemas fluviales para las cuencas de Balderrama, Gastona y Medinas-Chico; mientras la cuenca del río Seco es bastante baja (Cuadro 1).

Longitud máxima del escurrimiento: Existe una relación directa entre el área de las cuencas y las longitudes mayores del escurrimiento canalizado, siendo el orden de mayor a menor: Balderrama, Medinas, Gastona y Seco (Cuadro 1).

Densidad de drenaje y coeficiente de torrencialidad: Es notorio el elevado valor de la densidad de drenaje y del coeficiente de torrencialidad del río Gastona con respecto a las demás cuencas.

Existe una estrecha relación entre torrencialidad e hidrogramas de crecientes medidos (Guido y Busnelli 1993) por lo que resulta de importancia este análisis de base (Cuadro 1).

Sinuosidad y metamorfosis fluvial (Evolución espacial y temporal de los cauces aluvionales)

De acuerdo a la geometría en planta que presentan los cauces fluviales se clasifican en (Pedraza Gilzanz 1996): rectilíneos, meandriformes, entrelazados y anastomosados (Fig. 6).

Estos tipos de cauces fluviales presentan una íntima relación con el gradiente del lecho, el que en general tiene una gran influencia del relieve local, y además con el volumen y tamaño de los sedimentos transportados. La forma de un cauce

CUADRO 2: Tipos de canales aluviales.

Tipo de canal aluvial	Morfología	Sinuosidad	Tipo de carga	Carga de fondo	Relación anchura/profundidad	Comportamiento erosivo	Comportamiento deposicional
Meandriforme	Canal único	> 1,5	Suspensión o carga mezclada	< 11 %	< 40 (más profundo que ancho)	Incisión del canal. Ensanchamiento de los meandros.	Desarrollo de barras de punta.
Entrelazado	Dos o más canales con barras laterales y centrales (pequeñas islas).	< 1,3	Carga de fondo predominante	> 11 %	> 40 (más ancho que profundo)	Ensanchamiento de los canales	Agradación. Formación de barras centrales.
Rectilíneo	Canal único con rápidos (riffles) y remansos (pools). Talweg meandriforme.	< 1,5	Carga en suspensión (dominante), mezclada o de fondo.	< 11 %	< 40	Mayor incisión a ensanchamiento.	Desarrollo de barras laterales o de punta.
Anastomosado	Dos o más canales con grandes islas interiores estabilizadas.	> 2,0	Dominio de la carga en suspensión	< 3 %	< 10	Lento ensanchamiento de los meandros	Lenta acreción de bancos.

puede variar río abajo a través del tiempo, cambiando además el gradiente del lecho, y el volumen y calibre de la carga sedimentaria (Schumm 1960) (Cuadro 2). Sólo en raras ocasiones se han observado ríos con canales rectilíneos en toda su extensión a lo largo de una gran distancia, pero sin embargo muchas veces los sistemas fluviales presentan segmentos o tramos en los que el canal es verdaderamente rectilíneo. Aunque los límites del cauce actual sean aproximadamente rectilíneos, la mayor parte de las veces, el talweg, o sea la parte más profunda del lecho por donde circula el río con la mayor velocidad, puede presentar características meandriformes y tener una tendencia erosiva en los sectores cóncavos y depositación progresiva de barras limosas en los sectores más convexos.

Los canales meandriformes presentan canales sinuosos, definidos por una elevada sinuosidad (P) que es la relación entre la longitud del cauce (lc) y la longitud del eje de la faja de meandros o del valle fluvial (λ) (Fig. 5). Un verdadero canal rectilíneo debiera tener una sinuosidad igual a 1 y un típico canal meandriforme de 3 o más. Una sinuosidad de 1,5 es usualmente considerada la divisoria entre los canales meandriformes y rectilíneos.

Los canales entrelazados presentan va-

rios cauces que, excepto en los estadios de inundación, aparecen divididos por barras de sedimentos gruesos. Cada cauce puede ser sinuoso pero el conjunto de canales es relativamente recto y la anchura del mismo es generalmente mayor a la profundidad.

Los canales anastomosados están generalmente presentes en ríos de sistemas estables de cauces muy sinuosos con bancos coherentes. Los canales convergen y divergen alrededor de grandes islas estabilizadas con vegetación; generalmente asociados a las desembocaduras de los sistemas fluviales en un cuerpo de aguas estancado, como un lago, como el caso del embalse de Río Hondo.

En síntesis, domina el hábito entrelazado en el piedemonte, meandriforme en la llanura y anastomosado en las cercanías a la cola del embalse.

DISCUSIÓN

Mediante la integración de los datos y resultados de los cálculos morfométricos y las modificaciones multitemporales de los cursos fluviales (Cuadros 1, 2 y 3) se establecieron los sectores con mayores cambios y las condiciones de torrencialidad de las cuencas. La cuenca con mayores cambios entre el año 2000 y 2008 en

cuanto a la metamorfosis fluvial medida a partir del parámetro de sinuosidad fue la del río Seco, disminuyendo la sinuosidad (1,76 a 1,33); las cuencas del Gastona y Medinas tuvieron una disminución muy similar (1,44 a 1,34 en promedio); mientras que la cuenca del Balderrama incrementó la sinuosidad media de 1,75 a 1,76, sólo levemente, pero contrario a lo observado en los otros sectores (Cuadro 3). Las torrencialidades determinadas a partir de la densidad de drenaje y el coeficiente de torrencialidad, manifiestan que las cuencas más torrenciales se presentan en este orden: Gastona, Medinas-Chico, Seco y Balderrama (Cuadro 1 y 3). Se puede asumir que no existe una relación sumamente vinculante entre la densidad de drenaje y el coeficiente de torrencialidad con la metamorfosis fluvial; aunque sin embargo, para los máximos valores de Dd y Ct que corresponden a la cuenca del Gastona, se observa un decrecimiento de la sinuosidad que se justifica con la transición de un hábito meandriforme a uno entrelazado. Luego le continúa en orden jerárquico de Dd y Ct, la cuenca del Medinas-Chico, que también presenta una disminución de la sinuosidad en ese orden. Por otro lado, los valores bajos comparativos de Dd y Ct para la cuenca del río Seco y la elevada variación de sinuosidad puede ser explicada,

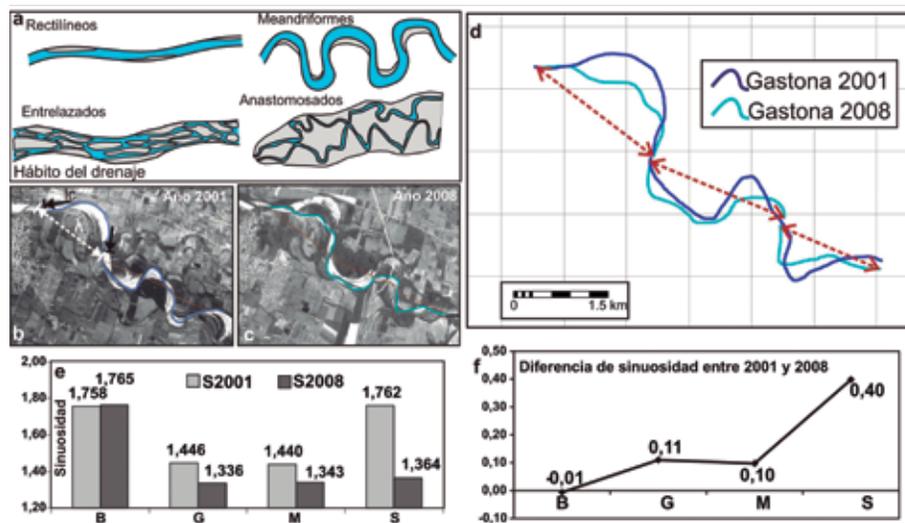


Figura 6: Estudio de la sinuosidad.

debido a que es una cuenca cuya área de aporte se encuentra en mitad de ladera, con las mayores precipitaciones, evidenciando mayores cambios hidrogeomorfológicos en la cuenca media y baja.

Se observaron cambios similares en las cuencas fluviales del Gastona y Medinas entre el año 1944 y 1976 (Cuenya y Sayago 1990) con una marcada disminución de la sinuosidad marcando la típica transición de los cursos fluviales de meandriiformes a entrelazados como geoindicador de degradación en la cuenca alta.

El trazado de los cursos fluviales presenta una íntima relación con el tipo de carga del canal de estiaje, de la pendiente o gradiente, la profundidad del talweg, la longitud de onda del meandro, la sinuosidad y la anchura del canal (Schumm 1977, Sayago y Cuenya 1990, Busnelli 2009).

Como ejemplo se menciona que si aumenta el caudal en el caso de una tormenta extraordinaria, la anchura aumenta por desbordamiento, la profundidad aumenta por erosión vertical en el cauce, la longitud del meandro aumenta por erosión lateral de cauce y migración, aunque esto ocurre hasta cierto momento en el que el meandro no puede ser sostenido y es cortado dando un canal rectilíneo de gran pendiente, y la pendiente general se someriza por el aluvionamiento.

Si el caudal decrece en un período de franca sequía, la anchura del canal de estiaje o cauce actual disminuirá, la profun-

dididad también, la longitud del meandro decrecerá en respuesta a una mayor deposición en el borde interno, y la pendiente aumentará levemente por agradación.

En este sentido, los cambios en la descarga de caudales se plantean en respuesta a incrementos o decrecimientos de descarga debido a desviaciones del escurrimiento dentro y fuera del sistema fluvial o por cambios climáticos.

A su vez, un incremento en la carga de fondo con el incremento de la longitud de onda del meandro y la intensificación del cambio de meandroso a entrelazado, puede evidenciar intensificación de los procesos erosivos en el área de cabeceras, inducido por deforestación, por un incremento en el registro pluvial en el área de aporte de la cuenca, o por reactivación tectónica con elevación de las áreas cumbreales. En este caso, aumenta la anchura del lecho del canal, pero disminuye su profundidad por aluvionamiento, aumenta la λ al disminuir el poder erosivo de los bordes externos del meandro y la deposición en los internos aumentará, aumenta la pendiente, y disminuye la sinuosidad. Existe un manifiesto pasaje a condiciones de mayores torrencialidades y trazados entrelazados.

Por último, si la carga de fondo disminuye por implementación de prácticas conservacionistas en la cuenca alta, o decrecimiento de lluvias que no tienen energía para transportar los sedimentos, o hay

CUADRO 3: Datos de sinuosidad.

Cuenca	S2000	S2008	Diferencia
Balderrama	1,7583	1,7646	-0,0063
Gastona	1,4463	1,3365	0,1099
Medinas	1,4397	1,3426	0,0971
Seco	1,7624	1,3644	0,3980

una invasión vegetativa asociada a un incremento en las lluvias, pero que estabiliza las laderas del valle fluvial por la densa cobertura vegetal, la anchura disminuye, la profundidad aumenta por erosión vertical al tener menor carga, la λ disminuye, tendiendo a hacerse más meandrosos y aumenta la sinuosidad, e incluso puede llevar a la generación de un pasaje a un sistema anastomosado. Este caso también puede ser provocado por la presencia de un embalse; como es lo que ocurre con la cuenca del Balderrama que se encuentra embalsada por el dique de La Angostura en la cuenca alta del río de Tafí del Valle; el cual continúa luego por la Quebrada del río Los Sosa (Fig. 1).

A pesar que sólo se analizan ciertas mediciones geométricas de las cuencas fluviales, como ser el área, pendiente, recorrido máximo, densidad de drenaje y coeficiente de torrencialidad; puede servir de base para el análisis de las torrencialidades de las cuencas y las posibles descargas líquidas y sólidas hacia el piedemonte y llanura. Si se trata de resumir los datos e integrarlos objetivamente, se puede observar que a pesar de las menores dimensiones de la cuenca, la del Gastona es la de mayor complejidad en cuanto a la torrencialidad; mientras que las cuencas de tamaños similares, Medinas-Chico y Balderrama, presentan valores más o menos homogéneos y menores. Las anomalías de la cuenca del Balderrama se explicarían por la presencia del embalse la Angostura y el control parcial en el transporte fluvial, mientras que en el caso del río Seco, debido a su ubicación de cabeceras a media ladera y no hasta las zonas cumbreales de la sierra como en las demás cuencas.

Las variaciones en las dimensiones de las cargas sólidas de los cursos fluviales a lo largo de su recorrido es muy variable y disminuye su torrencialidad hacia las zonas bajas de descargas (Fig. 7).

Analizando aisladamente los valores de Dd y Ct para las cuencas presentan una íntima relación con las características de inundaciones torrenciales en las cuencas e incluso con otras mediciones realizadas en cuencas vecinas y controladas mediante medición de hidrogramas de crecientes (Guido y Busnelli 1990), siendo el río Gastona el curso con mayores registros de desbordes aluvionales, y luego en igual proporción el Balderrama y el Medinas, mientras que el río Seco no manifiesta aluvionamientos importantes a lo largo de la historia, pero sin embargo su sinuosidad ha variado enormemente, por lo que puede deberse a un control antrópico de canalización o el mismo hecho de las precipitaciones intensas en su cuenca alta, o bien aumento de las áreas deforestadas.

CONCLUSIONES

El presente trabajo constituye una primera aproximación al estudio hidrológico comparativo de cuencas hídricas tendientes a la corrección y sistematización de torrentes a partir de estudios geomorfológicos por medio de determinaciones con SIG de la red de drenaje en lugares desprovistos de la tecnología necesaria para la cuantificación de caudales de crecientes, lo cual constituye la principal ventaja del estudio.

Los parámetros morfométricos de las cuencas de drenaje analizados a partir de criterios geomorfológicos brindan elementos objetivos y cuantificables en la determinación del comportamiento hidrológico de los sistemas fluviales para poder determinar el grado de torrencialidad de subcuencas y su posible respuesta ante eventos lluviosos extraordinarios causantes de inundaciones.

El desarrollo de la presente metodología, mediante análisis hidrogeomorfológico sumado al manejo de los datos con un SIG, constituye una herramienta de fácil aplicabilidad y corroboración en cuencas carentes de registros de caudales ante lluvias torrenciales de corta duración y alta intensidad en regiones de transición entre montañosas, pedemontanas y llanura. Lo que permite de antemano una evaluación



Figura 7: Fotos de cauces actuales de la cuenca del Gastona: a) Sector de transición entre ladera y piedemonte con elevada torrencialidad; b) Sector en la llanura deprimida con materiales muy finos en el lecho.

de propuestas de ordenación de cuencas y prevención de riesgos de inundación y/o anegamiento de las áreas situadas aguas abajo.

La sinuosidad disminuye para el caso del Gastona, Medinas-Chico y Seco, por lo que tiende a pasar de meandriforme a entrelazado con aumento de la carga de sedimentos, probablemente por incremento de los tenores pluviales en las cuencas medias y altas observado en el registro histórico de las lluvias en el Noroeste Argentino, o bien incremento de la degradación de las tierras que promueven el transporte de mayores cargas sólidas a los

cursos fluviales. Por otra parte, la cuenca del Balderrama presenta un incremento de la sinuosidad haciéndose más meandriforme, por lo que en esta cuenca hay una disminución de los materiales transportados, probablemente por disminución de las precipitaciones de manera local, lo que es poco probable, o bien el control marcado de la sedimentación por parte del embalse de la Angostura, lo que parece ser el fundamental motivo. Por lo que se asume que los cambios tienen que ver más con el clima y uso de las tierras, más que con las características morfométricas de las cuencas. Por la degradación de las tierras

en sentido amplio en toda la cuenca y en especial en las cuencas altas, se manifiesta una tendencia a la metamorfosis fluvial de meandriforme a entrelazado.

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su agradecimiento a los proyectos científicos que apoyaron este estudio y permitieron que se puedan concretar: Proyecto del Consejo de Investigaciones de la UNT (CIUNT), 26/G440-1 (2008-2013): "Factores causales y consecuencias biofísicas de la desertificación en el valle de Santa María, provincias de Tucumán y Catamarca, Argentina" y Proyecto PICT 01207 financiado por la Agencia de Promoción Científica y Técnica (2009/2011): "Prevención y Mitigación del Impacto del Cambio Climático en las Áreas Rurales y Urbanas de la Provincia de Tucumán".

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F. G. y Toselli, A. J. 1981. Geología del Noroeste Argentino. Facultad de Ciencias Naturales. UNT. Publicación N° 1287. 212 p. San Miguel de Tucumán.
- Arcuri, C. B. 1995. Theory and Concepts of Flood Hazard Assessment. In: Flood Hazard Assessment and Zonation-Medinas River (Tucumán-Argentina). Chapter 3: Pp: 26-64. Master of Sciences. ITC (Internacional Institute for Geo-Informatics and Earth Observation). Enschede, Holland.
- Bonaparte, J. F. y Bobovnikov J. 1974. Algunos fósiles pleistocénicos de la provincia de Tucumán y su significado estratigráfico. Acta Geológica Lilloana, 12: 171-183. Tucumán.
- Busnelli, J. Collantes, M. M. y Sayago, J. M. 2008. Evaluación del Grado de Torrencialidad en la Cuenca del Río Gastona y su relación con Hidrogramas de Crecientes (Tucumán, Noroeste Argentino). Revista de Geología aplicada a la Ingeniería y al Ambiente. Asociación Argentina de Geología aplicada a la Ingeniería (ASAGAI). N° 22: 49-59. Buenos Aires. Argentina.
- Busnelli, J. 2009. Evolución Histórica, Situación Actual y Perspectivas Futuras del Riesgo de Inundación en la cuenca del Río Gastona. Tucumán. Argentina. Tesis Doctoral de la Carrera de Posgrado en Geología (Inédita). Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo. Universidad Nacional de Tucumán. 629 p. San Miguel de Tucumán.
- Caminos, R. 1979. Las Sierras Pampeanas Noroccidentales de Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. Actas 2° Simposio Geológico Regional Argentino 1: 225-291. Córdoba.
- Collantes, M. M., Powell J. y Sayago J. M. 1993. Formación Tafi del Valle (Cuaternario superior), provincia de Tucumán (Argentina): Litología, paleontología y paleoambientes. Actas del 12° Congreso Geológico Argentino y Segundo Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 200-206. Mendoza.
- Dal Molín, C. N., Fernández, D., y L. Escosteguy. 2003. "Hoja geológica 2766-4°. Concepción. Provincias de Tucumán, Catamarca y Santiago del Estero". Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina. 1:250000. Supervisión: González, O. Boletín N° 342. SEGEMAR (Servicio Geológico Minero Argentino). 41 p. Buenos Aires.
- García, J. W. 2005. Geología de la Cuenca del río Gastona, Vertiente Oriental de la Sierra del Aconquija, Provincia de Tucumán, República Argentina. Actas del 16° Congreso Geológico Argentino. Tomo 4: 597-602. La Plata. Buenos Aires.
- González Bonorino, F. 1951. Descripción Geológica de la Hoja 12e, "Aconquija", provincias de Catamarca y Tucumán. Dirección Nacional de Minería. Boletín 75. Buenos Aires. 51 p.
- Guido, E. 1991. Relación entre los parámetros morfométricos y los procesos de erosión en el río Tacanas (Provincia de Tucumán). 1° Congreso Regional ELNOA y su Medio Ambiente. 153-158. San Miguel de Tucumán. Tucumán.
- Guido, E. y Busnelli, M. 1993. Criterios morfométricos para la evaluación de la torrencialidad de una cuenca hídrica (Río Las Cañas, Catamarca). 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas Tomo 4: 112-122. Mendoza. Argentina.
- Horton, R. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: Hydrological approach to quantitative morphology. Geological Society American Bulletin 56: 275-370.
- La Gaceta. 2007. Artículos periodísticos varios acerca de las inundaciones en Tucumán.
- Pedraza Gilsanz, J. 1996. Procesos Fluviales. En: Geomorfología. Principios, Métodos y Aplicaciones. 199-257. Ed. Rueda. Madrid, España.
- Ramos, V. A. 1999. Las Provincias Geológicas del Territorio Argentino. En: Geología Regional Argentina. Publicación del Instituto de Geología y Recursos Minerales. Anales 29: 41-96. Buenos Aires.
- Roldan, A. A. 2000. Estudios Básicos y Proyectos de Ingeniería para la Sistematización de las Cuencas de los Ríos Gastona y Medina en la Provincia de Tucumán. Informe técnico para la sistematización de las cuencas de los ríos Gastona y Medinas. 5 Volúmenes y 21 Tomos. Tucumán. Argentina.
- Sayago, J. y Cuenya, P. 1990. El deterioro del paisaje en la cadena del Aconquija y su influencia en la modificación de los diseños fluviales en la llanura tucumana. Actas 14° Congreso Nacional del Agua. Tomo 2: 498-515.
- Schumm, S. A. 1960. The shape of alluvial channels in relation to sediment type, United States Geological Survey Professional Paper 352B: 17-30.
- Schumm, S. A. 1977. The Fluvial System. John Wiley & Sons. New York, 333 p.
- Strahler, A. N. 1964. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks, section 4-2, in V.T. Chow (ed.) Handbook of Applied Hydrology, 4-39, McGraw-Hill New York.
- Tineo, A., Falcón, C. y García, J. 2007. Aguas Subterráneas en la Provincia de Tucumán. Conagua 2007. Publicación digital N° 79. Tucumán. Argentina.
- Turner, J. C. 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 41: 163-196.
- Verstappen, H. 1983. Applied Geomorphology. Geomorphological Survey for Environmental Development. Elsevier Ed. 437 p.

Recibido: 22 de Mayo de 2013

Aceptado: 2 de noviembre de 2013