

**II Encuentro de Jóvenes Investigadores.**

**ANÁLISIS DE PARÁMETROS MORFOMÉTRICOS  
APLICADOS EN RÍOS DE ZONAS AFECTADAS CON  
ACTIVIDAD TECTÓNICA CUATERNARIA**

**Rothis, Luis Martín**

**CONICET-INPRES, Laboratorio de Geomorfología y Neotectónica (INGEO)**

## **Introducción**

Los sistemas fluviales reaccionan a la deformación generada por la tectónica activa en la superficie terrestre (Ouchi, 1985; Jain&Sinha, 2005; Amos & Burbank, 2007). Cuando los ríos se desarrollan bajo deformación tectónica se modifican algunos patrones como la morfología de los canales y el perfil de equilibrio del río permitiendo deducir la presencia de estructuras ciegas a través del estudio de las anomalías del drenaje (Schumm *et al.*, 2002; Ouchi 1985). Por lo tanto, el análisis de la red de drenaje es una importante herramienta en el estudio de la actividad tectónica en los sistemas de corrimientos debido a que la misma es altamente sensible al levantamiento tectónico vertical relacionado a plegamiento y corrimiento. (Audemard, 1999). Algunos rasgos que pueden ser identificados en este tipo de estudio son la desviación de ríos, ríos capturados, ríos descabezados, cambios en el grado de incisión, en la sinuosidad y en el gradiente a lo largo del río, entre otros. Por otro lado, el estudio de la arquitectura fluvial en conjunto con la morfología fluvial permite reconocer y caracterizar el perfil de equilibrio y los cambios generados en el mismo asociados a agradación y/o degradación-incisión. Por lo tanto el complemento de los estudios morfométricos con la sedimentología de los sistemas fluviales favorece al conocimiento integral de la evolución paleoambiental y del paisaje durante el Cuaternario, y la determinación de la influencia que la tectónica activa tuvo en el mismo.

En este trabajo se presenta los resultados preliminares de un estudio integral de los parámetros morfométricos y la sedimentología de dos ríos asociados a fallas con actividad tectónica cuaternaria, con el fin de comparar cómo fue la evolución de estos ríos en el tiempo, ya que se ubican en ambientes geotectónico diferentes, y evaluar la utilidad de este tipo de análisis para caracterizar la deformación cuaternaria. Los ríos elegidos corresponden a dos tributarios del río Hualilán (Precordillera Central) y al río Carrizal (Sierras Pampeanas Occidentales) y ambos muestran similar alteraciones de sus parámetros morfométricos en las cercanías de las zonas de falla (Fig.1). Además la metodología aplicada permitió el reconocimiento de estructuras o lineamientos que no habían sido observados en el mapeo de las imágenes satelitales.

## **Antecedentes**

La propuesta de trabajo está integrada por dos áreas que presentan evidencias conspicuas de actividad tectónica cuaternaria. Por un lado se consideró el faldeo

occidental de la Sierra de La Cantera en la Precordillera Central donde se ha descrito la falla La Cantera que posee una escarpa de falla que alcanza los 40 km en superficie, caracterizada como una falla inversa buzante al Oeste y ha sido dividida en dos sectores Norte y Sur a base de su expresión morfológica y sismicidad (Mingorance, 1998). Millán y Perucca (2011), realizaron el análisis de trincheras naturales y mencionan la presencia de una red de drenaje divergentetípica de abanicos aluviales aunque observan, en la proximidad de la escarpa de falla, anomalías en el diseño del drenaje como por ejemplo incremento en la sinuosidad de los cauces, en el grado de incisión y el cambio de un diseño divergente a un diseño en forma de rastrillo. Por otro lado, se consideró el faldeo occidental de la Sierra de la Huerta en Sierras Pampeanas Occidentales donde se encuentra la falla Las Chacras (Bastias et al, 1990) la que posee una escarpa de falla que excede los 40 km de longitud, caracterizada como una falla inversa buzante al Este con una componente de rumbo sinistral. En esta zona se observa que el diseño de la red de drenaje en general es subdendritica aunque tiende a un diseño paralelo en las cercanías a la escarpa de falla y localmente presenta diseño en rastrillo. Al igual que la falla La Cantera se observan alteraciones en los parámetros morfométricos de los ríos, como el aumento de la sinuosidad, variaciones en el grado de incisión y además también el pasaje de un sistema fluvial canalizado a un sistema fluvial multicanalizado, aguas arriba y aguas debajo de la escarpa de falla respectivamente.

### **Marco Tectónico**

Entre los 29° y 33° LS y con un azimut de convergencia de 78° la placa de Nazca subduce a una velocidad de 6.3 cm/año por debajo de la placa Sudamericana a profundidades mayores a 100 km (Ramos, 1988, 1999; Kay et al., 1991; Kay and Mpodozis, 2002; Kendrick et al., 2003). La geometría plana de la losa subductada es atribuida a la subducción oblicua de la dorsal de Juan Fernández por debajo de la placa Sudamericana (e.g Pilger, 1981; Anderson et al., 2007; Alvarado et al., 2009; Martinod et al., 2010; Rosenbaum and Mo, 2011). Como resultado de la subducción durante el Mioceno tardío- Cuaternario se han desarrollado la Cordillera Principal y Frontal, Precordillera (Occidental, Central y Oriental) y las Sierras Pampeanas en el antepais (Ramos, 1988, 1999; Ramos et al., 2002). La Precordillera Central está formada por cadenas montañosas que se extienden entre los 29° a 32° LS. Ha sido descrita por varios autores ( e.g. Jordan et al., 1983, 1993; Allmendinger et al., 1990; Cristallini and Ramos, 2000) como una típica faja plegada y corrida de piel fina,

debido al acortamiento cortical neógeno en estructuras imbricadas buzando al Oeste, con un nivel de despegue principal ubicado entre 10 y 15 km de profundidad. En esta región muchas de las estructuras activas están relacionadas a fallamiento de empuje, aunque no siempre generan ruptura superficial. Por otro lado las Sierras Pampeanas Occidentales están caracterizadas por una serie de serranías conformadas por bloques basculados de basamento que se encuentran limitados en su borde occidental por antiguas fallas buzantes al este que se horizontalizan en profundidad, al encontrar el límite frágil-ductil dentro de la corteza, y que son las responsables de la elevación de estos cordones montañosos. En esta región Costa (1999) menciona la presencia de deformaciones andinas (distantes a más de 700 km de donde se ubica la fosa oceánica), siendo la expresión superficial de estas deformaciones de tipo aislada y de escasa extensión areal. Comúnmente se había considerado que en esta región las fallas tenían largos periodos de recurrencia, sin embargo estudios recientes han sugerido que terremotos pre históricos han tenido ruptura superficial, con desplazamientos cosísmicos verticales mayores a 1 m (e.g Costa et al. 2001).

Por lo tanto la Precordillera Central y las Sierras Pampeanas Occidentales demuestran por medio de los rasgos estructurales estar vinculados a la subducción de la placa de Nazca. Además la subducción horizontal entre los 23° y 33° LS genera una serie de factores geológicos y tectónicos, los que están relacionados con actividad sísmica superficial y abundante concentración de la deformación cuaternaria (Costa *et al.*, 2006). Las principales fuentes sísmogénicas muestran diferentes grados de actividad, y generalmente son fallas subparalelas de rumbo predominantemente norte-sur que usualmente se encuentran en el ambiente de intraplaca donde han ocurrido los terremotos más destructivos (1894  $M_s=7.5$ , 1944  $M_s=7.4$ , 1977  $M_s=7.4$ , Perucca *et al.*, 2006).

En el piedemonte occidental de la Sierra de la Cantera la geología está caracterizada por la presencia de la Formación Pachaco, formada por areniscas gruesas y conglomerados de edad Eoceno a Mioceno tardío (Milana *et al.*, 1993) y por encima se encuentran los depósitos cuaternarios. Estas unidades en general están afectadas por fallas inversas que inclinan al oeste, las cuales provocan que estos afloramientos desarrollen estructuras homoclinales buzando hacia el oeste.

Por otro lado el sector de estudio de la falla Las Chacras, ubicado en el faldeo occidental de la Sierra de la Huerta, está caracterizado por tener rocas del basamento cristalino, metamorfitas de alto grado (Vujovich, 1992). Hacia el SO de la sierra de la

Huerta se reconoce la presencia de depósitos correspondientes al Grupo Marayes, sedimentitas continentales de edad triásica, que yacen discordantemente por encima del basamento cristalino. Además se pueden reconocer depósitos cuaternarios fanglomeraados y conglomerados correspondientes a niveles aluviales con edades que van desde el Pleistoceno hasta la actualidad, siendo el contacto con las unidades anteriormente mencionadas por medio de discordancia o falla.

### **Metodología**

El cambio en la profundidad de incisión, del gradiente y del patrón de sinuosidad de un canal a lo largo de la red de drenaje son utilizados como indicadores de movimientos verticales cuando las evidencias directas no son tan claramente visibles (escarpa de falla, facetas triangulares, entre otras). Los movimientos verticales que afectan la bajada pedemontana modifican el patrón de sinuosidad incluso hasta pequeños cambios en la topografía pueden afectar la sinuosidad en ríos de bajo gradiente, generando cambios microtopográficos, y además de cambiar su sinuosidad, bajo ciertas condiciones los ríos multicanalizados tienden a evolucionar a ríos de mayor sinuosidad de un solo canal; implicando una modificación de dinámica del río y de sus depósitos. Con el fin de poder determinar la relación entre la deformación cuaternaria y los parámetros morfométricos de los sistemas fluviales, se realizaron dos relevamientos topográficos y sedimentológicos, uno en las inmediaciones del río La Cantera (Precordillera Central) y otro en el río Carrizal (Sierras Pampeanas Occidentales). El relevamiento topográfico se llevó a cabo con un GPS diferencial de una sola frecuencia, y en forma paralela se realizó un levantamiento sedimentológico a lo largo del río, observándose la morfología y arreglo facial de los depósitos, utilizándose para esto la metodología de Miall (1996). Estos relevamientos fueron acompañados del mapeo geológico, geomorfológico y estructural de detalle de las zonas estudiadas, estudios que sirvieron de base para identificar las zonas más afectadas de la red de drenaje.

Los relevamientos topográficos fueron realizados a lo largo dos perfiles de cada uno de los ríos mencionados. El posicionamiento y la configuración de cada GPS se utilizaron en modo manual (intervalos: 2 segundos, áng. de máscara:10 y track time:2). En el campo uno de los GPS fue estacionado en un punto (utilizado como Base) y el otro fue utilizado como móvil, el que fue llevado por un operador a lo largo del cauce principal del río siempre intentando relevar la parte del talweg (zona más profunda del cauce) aunque en sectores de interés se realizó un levantamiento

más detallado de todo el cauce. Las terrazas y depósitos del río así como las barras fueron medidas con una cinta métrica. Finalmente el procesamiento de los datos se realizó con software específicos del sistema GPS diferencial. Para la determinación del patrón de sinuosidad se utilizó la relación de Kellner & Pinter (1996):  $S = C/V$  en donde S: índice de sinuosidad; C: longitud del canal; V: longitud del valle; calculadas a partir del procesamiento de los datos relevados en un SIG. Para el cálculo de la pendiente se consideró  $P = (\Delta H/L) * 100$ , donde  $\Delta H$  es la diferencia de altura topográfica entre dos puntos considerados y L es el tramo longitudinal medido en la horizontal entre los dos puntos considerados, expresado en porcentaje. Debido a la longitud de los cauces (orden de Km), y a que se pretende obtener pequeños cambios en la topografía (del orden de cm) se consideraron segmentos de acuerdo a los cambios de pendiente observados en la traza del río a través del relevamiento con el sistema GPS.

## **Resultados**

**Área falla La Canterera:** El sistema de falla La Canterera se ubica en el piedemonte occidental de la Sa. La Canterera, esta estructura tiene una longitud de 47 km en una dirección N-S, y está representada por una traza bien definida y varias trazas que son paralelas o subparalelas a la estructura principal. La falla La Canterera afecta en superficie depósitos aluviales cuaternarios y estratos de edad Neógena, formando continuas y bien preservadas escarpas con cara libre hacia el este. Estas escarpas tienen una morfología simple o compuesta y las alturas de las mismas en la sección norte varía entre 0.3 y 6.0 m. El piedemonte todavía es activo como sugieren las modificaciones que presentan la red de drenaje y las evidencias geomorfológicas. La falla La Canterera es paralela a dos ríos principales que drenan hacia uno hacia el Sur que es el río La Canterera cuyo nivel de base local lo constituye el río San Juan, y otro hacia el Norte que es el río Hualilán cuyo nivel de base local es el bolsón de Hualilán. Las transectas para observar las alteraciones en el patrón de drenaje generadas por la falla La Canterera fueron realizadas en dos afluentes al río Hualilán que atraviesan esta falla para poder llegar a su nivel de base local. Estos afluentes no se encuentran nominados en las cartas topográficas por lo que se denomina en este trabajo como Afluente Norte y Afluente Sur. El relevamiento topográfico realizado en el afluente Norte tiene una longitud total de 1.5 Km, y se observó una diferencia de altitud de 70 mts entre el punto de inicio (aguas arriba) y final (río Hualilán). Por otro lado, el relevamiento topográfico en el afluente Sur presenta una longitud total

de 1 km y 65 mts de diferencia de altitud entre el punto de inicio (aguas arriba) y final (cercanías al río Hualilán).

El relevamiento topográfico fue dividido en tramos de acuerdo a los cambios de pendiente, los que se nominaron desde el inicio (aguas arriba) con el número 1 y sucesivamente en orden ascendente hacia aguas abajo hasta el fin del relevamiento (Perucca et al, en prensa). El Afluente Norte presenta 6 tramos (Fig.2), en los que el índice de sinuosidad oscila entre los valores de 1,18 a 1.68; observándose que presenta valores medios a altos de sinuosidad ya que de acuerdo a la bibliografía los valores cercanos a 2 son considerados como valor umbral máximo de sinuosidad (Schumm et al, 2000); mientras que la pendiente varía entre 3.2 a 5.6%; que en general representarían valores de pendiente bajas ya que el máximo es 100%, aunque variaciones del orden del 0.4% en la pendiente pueden alterar considerablemente la morfología de un cauce fluvial (Schumm et al, 2000).

Las variaciones en la sinuosidad y pendiente pueden observarse en la tabla 1 (AN). En el tramo 1 se observa que una baja sinuosidad se produce en un sector de alta pendiente. Asimismo, el tramo 5 presenta una sinuosidad alta de 1.68 y pendiente de 3.5%. La falla La Cantera atraviesa este cauce en el tramo 5, en este sector se observa que el terreno se encuentra más elevado y es donde mejor se desarrolla la escarpa de falla. Por lo que la alta sinuosidad estaría vinculada con el levantamiento que generó la alteración de la pendiente general del terreno, disminuyéndola localmente. Además en los tramos 3 y 4 también se observó un incremento de la sinuosidad con valores de pendiente medios, 4.4% y 3.4% respectivamente, que estarían vinculados a dos lineamientos paralelos a la falla La Cantera, y que han elevado el terreno generando nuevamente una disminución de la pendiente en el piedemonte. Por otro lado se observa que, si bien el Afluente Norte presenta tramos de alta sinuosidad, generando un río de tipo meandriforme (únicamente basados en la morfología) se observan escasos depósitos de este tipo de río (barras en espolón, tipo point bar) Además, lo más importante es que en estos sectores el río es muy incidido. Esto se produce porque al ser elevado el terreno por la actividad del sistema de falla La Cantera, el río se enfrenta a ser forzado a desarrollar alta sinuosidad por la disminución de la pendiente y a tener que incidir o erosionar para poder alcanzar su nivel de base. Aguas abajo en los sectores de menor pendiente el río desarrolla baja sinuosidad y escasas barras laterales de poco relieve, es notorio que no desarrolla sinuosidad a pesar de la baja pendiente. Esto se produciría porque no estaría afectado

directamente por la actividad de la falla (levantamiento). El Afluente Sur (Tabla 1, AS) presenta dos tramos (Fig. 2) donde los valores de sinuosidad varían entre 1.12 y 1.75, esto es de valores bajos a altos y la pendiente varía entre 5.1% y 5.6%. El tramo 1 presenta valores de sinuosidad medios y pendiente alta, y ambos parámetros presentan valores similares a lo observado para el tramo 1 del Afluente Norte aunque aquí la sinuosidad es menor. El tramo 2 presenta valores de sinuosidad altos (1.75) y valores de pendiente medios 5.1%. Con respecto a la morfología y arquitectura fluvial, se observa en general el mismo patrón que en el Afluente Norte. En los sectores de mayor sinuosidad no hay depósitos o son muy escasos ya que es un cauce fluvial muy incisivo y estrecho, mientras que aguas arriba donde hay mayor pendiente la sinuosidad es baja. Aguas abajo pierde sinuosidad, y se observan depósitos en barras longitudinales y laterales.

**Área falla Las Chacras:** El sistema de falla Las Chacras se ubica en el piedemonte occidental de la Sa. La Huerta, con una longitud de 40 km en una dirección NO-SE, y está representada por una traza bien definida y varios lineamientos subparalelos y oblicuos a la estructura principal. La falla Las Chacras afecta en superficie depósitos aluviales cuaternarios y rocas de edad Triásica y Proterozoica, formando una continua y bien preservada escarpa con la cara libre hacia el oeste. Esta escarpa tienen una morfología simple y la altura de la misma varía de norte a sur entre 27 a 1.5 m aproximadamente. La falla Las Chacras es paralela al río Bermejo que constituye el nivel de base regional por lo que los ríos tributarios al mismo se ven forzados a atravesar el sistema de falla Las Chacras para alcanzar su nivel de base. En este sector se realizó una transecta para observar las alteraciones en el patrón de drenaje generadas por este sistema de fallas sobre el río El Carrizal el cual circula en sentido E-O. El relevamiento topográfico tiene una longitud total de 6.7 Km, y se observó una diferencia de altitud de 110 mts entre el punto de inicio (aguas arriba) y final (aguas abajo de la falla Las Chacras).

El relevamiento topográfico fue dividido en tramos de acuerdo a las variaciones de pendiente considerándose para el sector relevado del río Carrizal 9 tramos principales (Tabla 1, RC; Fig.2), con valores de sinuosidad que varían entre 1.024 y 1.53, y valores de pendiente que varían entre 1.41 y 2.95%, aunque se observó un máximo de 3.51% en la escarpa de la falla principal Las Chacras. El tramo 2 y 5 se caracterizan por presentar valores de sinuosidad altos con pendientes elevadas, mientras que hacia la escarpa de la falla principal se observa una disminución de la



considerable de la pendiente y sinuosidad. Por otro lado, el tramo 8 puede subdividirse en dos sectores, ya que se observó una pendiente muy alta con sinuosidad baja. Como característica general del río Carrizal se observa un comportamiento diferente aguas arriba y aguas abajo de la escarpa de falla principal. Aguas arriba se definieron 7 de los tramos considerados, observándose valores de pendiente alto generalmente en los sectores más sinuosos. Además se observa que el sistema fluvial presenta depósitos de barras en espolón en los meandros, y pocas barras longitudinales, y algunas barras laterales. Donde se desarrollan las barras en espolón las litofacies presentan arreglos granodecreciente en el sentido de crecimiento de la barra, y potencia variable ya que en algunos sectores alcanzan un metro, algunas barras laterales están formadas por litofacies con predominio de arenas y limos, y alcanzan el 1.70 mts de espesor indicando que el sistema permitió la depositación de finos en este sector. Sin embargo un comportamiento notable de este río es que actualmente predominan procesos de *cut off*, o sea el cauce fluvial está erosionando sus propios depósitos al disminuir la longitud de onda de los meandros, y en general se observa que las barras activas tanto en espolón como longitudinales son de poca expresión topográfica (0.20-0.50 m).

Al acercarnos a la escarpa de la falla (tramo 7) la sinuosidad disminuye y prácticamente no hay depositación con barras longitudinales formadas por litofacies gravilosas y gravosas, y en el cauce actual se observan arenas y limos laminados sobre los depósitos de *lag basal* formado por gravas gruesas y guijas imbricadas. Aguas abajo de este sector (tramo 8) el sistema fluvial pasa a presentar un predominio de barras longitudinales con barras laterales en las que se observa acreción lateral, pero lo más notorio de este sector es que las barras presentan una expresión topográfica importante llegando a desarrollar potencia de 1.70 a 2 mts, en las que se observan litofacies de guijas matriz soportadas, guijas clasto soportadas, arenas masivas y arenas gravosas masivas. Estas barras longitudinales no se encuentran activas ya que son terrazas fluviales que han quedado como relictos dentro del cauce y muchas de ellas sirven como material de aporte para el retrabajamiento del río. La presencia anómala de estas terrazas parece indicar que este sector estaría sometido a un proceso erosivo-incisivo. Luego en el tramo siguiente aguas abajo (tramo 9) las barras longitudinales pierden tanta expresión topográfica, y el sistema persiste con baja sinuosidad.

## **Conclusiones**

En el área de la falla La Cantera se observó que como patrón los ríos estudiados presentan cauces con sinuosidad alta a mediana en el sector donde el terreno es levantado por la actividad de la falla, y muy poca depositación, o sea que el proceso predominante es la erosión e incisión. Esto se produce porque el levantamiento del terreno genera una obstrucción para los cauces que buscan llegar a su nivel de base local, que lo constituye el río Hualilán, por lo que inciden para alcanzarlo. En el sistema de la falla Las Chacras se observa un patrón similar en el que el río se vuelve sinuoso en el sector elevado por la actividad de la falla y una vez que la atraviesa cambia su patrón de drenaje al presentar una sinuosidad baja.

Sin embargo, hay una diferencia notable entre los ríos de uno y otro sector, y es que en el área de la Cantera el Afluente Norte y Sur presentan una cuenca de aporte pequeña, y de hecho a causa de la actividad de la falla ambos ríos han sido forzados a generar erosión retrocedente e incluso podrían llegar a desarrollar procesos de captura. El río Carrizal, por otro lado, presenta una cuenca de aporte mayor y ha desarrollado un valle fluvial más amplio, en los que se observan depósitos en barras longitudinales, en espolón y laterales. Sin embargo, en los meandros actualmente se produce procesos de *cut off*, pero sin que se pueda determinar hasta ahora si esto es producto de la deformación tectónica o de un proceso autogénico; aunque todo el sector del bloque alto de la falla la erosión es el proceso dominante.

A pesar de las diferencias entre los sistemas fluviales considerados, se pueden apreciar similitudes como la deformación de la morfología del meandro cuando se acerca a una estructura o lineamiento, y el desarrollo de terrazas fluviales o incisión en sectores que también están limitados por lineamientos, cuyos límites fueron definidos por los cambios de pendiente. Otro rasgo distintivo, observado en el río Carrizal, es que en los sectores donde se observa un estrechamiento considerable del cauce (y del pequeño valle fluvial), se observó un cambio de pendiente que a su vez lateralmente estaría correlacionado con lineamientos y/o zonas de humedad. Por lo que se interpreta que estos lineamientos continúan alterando la dinámica del sistema fluvial. La obstrucción generada por estas estructuras no presenta una expresión geomorfológica o topográfica observable a simple vista, y la realización del relevamiento topográfico permitió identificarla con mucha precisión.

Por lo tanto se considera que la realización de perfiles topográficos de alta resolución permite resaltar los sutiles cambios de pendiente que se producen cuando un río atraviesa una obstrucción no siempre visible generada por una estructura geológica.

Esta técnica además, resulta ser muy útil en ríos más complejos y longevos, en los que procesos sedimentarios y erosivos propios del sistema obliteran muchas veces estructuras geológicas y/o cuando hay un fuerte control por parte de estructuras geológicas ciegas.

## **Bibliografía**

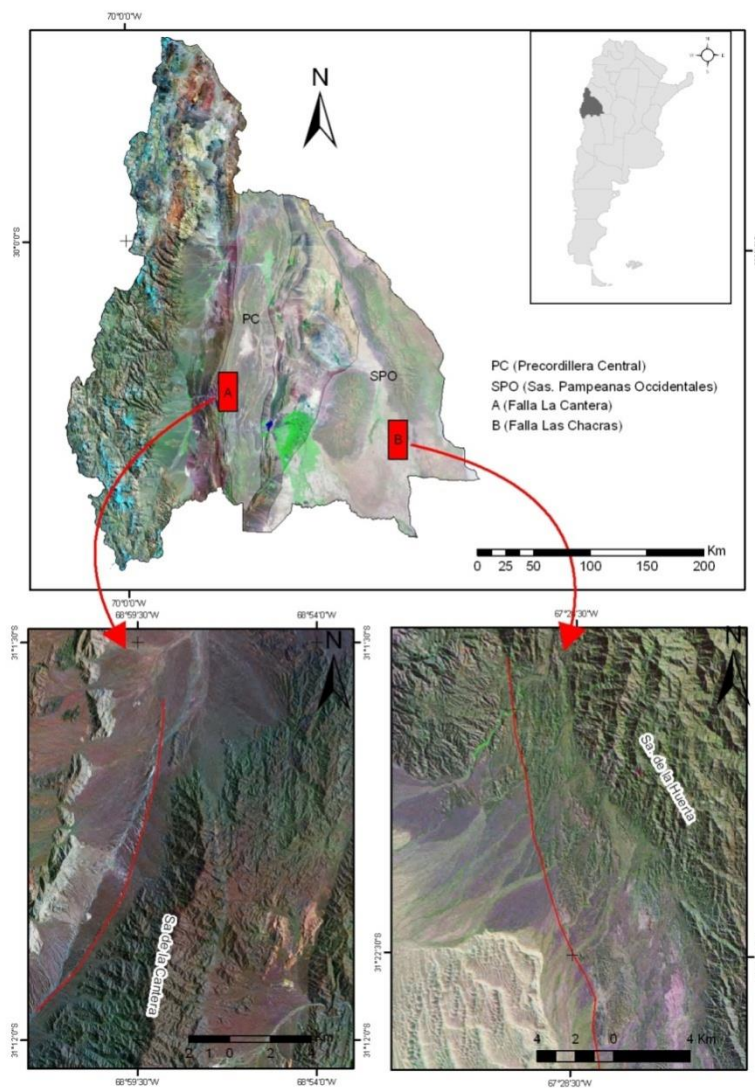
- Allmendinger R., Figueroa, D., Zinder, E., Beer, J., Mpodozis, C. e Isacks, B. L., 1990. *Tectonics* 9, 789-809.
- Alvarado, P., & Beck, S. (2006). *Earth and Planetary Science Letters* 243, 615-631.
- Alvarado, P., Pardo, M., Gilbert, H., Miranda, S., et al., 2009., *Geol. Soc. of Am.*, 261-278.
- Amos, C. B., and Burbank, D. W., 2007. *Journal of Geophysical Research* 112, F0201.
- Anderson, M., Alvarado, P., Zandt, G., Beck, S.L., 2007, *Geoph. Jr.Int.*, 171(1), 419-434.
- Audemard, F., 1999. *Zeitschrift fur Geomorphologie* 118, 1-18.
- Bastías, H., 1986. Tesis Doct., Fac.de Cs.Exc. Fís.yNat., UNSJ (Inédita), 147 p., San Juan.
- Bastías, H., Uliarte, E., Paredes, J. d., Bastías, J. A., & Perucca, P. (1990). *11° CGA*, 228-244.
- Beck, S., Alvarado, P., Wagner, L., Anderson, M., Gilbert, H., Zandt, G., 2008. 7th Int.Symp.on And.Geody.Extended Abstracts, 75-76. Nice.
- Burbank, D. W., & Anderson, R. S. (2001). Malden: Blackwell Publishing.
- Costa, C; Audemard, F.; Bezerra, H.; Lavenue, A, et al., 2006. *RAGA*, 61 (4), 461-479.
- Costa, C.H., Murillo, M.V., Sagripanti, G.L., & Gardini, C.E. (2001). *Jr.ofSeis*.5(3), 399-409.
- Cristallini, E.O. and Ramos, V.A., 2000. *Tectonophysics*, 317, 205-235.
- Jain, V., and Sinha, R., 2005. *Geomorphology* 70, 339-356.
- Jordan T.E., Allmendinger R.W., Damati J.F., Drake R.E., 1993. *Jr. of Geol.* 101, 137-158.
- Jordan, T.E, Isacks, B., Allmendinger, R.W., et al; 1983. *Geol. Soc. of Am. Bull.* 94, 341-361.
- Kay, S.M. Mpodozis, C., 2002. *Journal of South Am. Earth Sciences* 15, 39-59.
- Kay, S., Mpodozis, C., Ramos, V., Munizaga, F., 1991. *Geol. Soc. of Am., Sp. Pp.* 265, 113-137.
- Keller, E.A., Pinter, N., 1996. Prentice Hall eds. Upper Saddle River, 337 p., New Jersey.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R., Brooks, B., et al., 2003. *Jr. Sou. Am. Ert. Sci.* 16, 125-131.
- Martinod, J., Husson, L., Roperch, P., et al., 2010. *Ert. & Plnt. Sci. Lett.* 299, 299-309.
- Masramon, E., 1986. Fac.de Cs.Ex., Fís.y Nat., UNSJ (Inédita), 77p., San Juan.
- Miall, A. (1996). Germany: Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Milana, J. P., Cevallos, M., Zavattieri, A., et al, 1993. *12° CGA, Actas 1*., 226-234.
- Millán, J.L., Perucca, L.P., 2011. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18(3), 337-348.
- Mingorance, F., 1998. *10° Congreso Latinoamericano de Geología Actas*, 2, 161-166.
- Ouchi, S., 1985. *Geological Society of America Bulletin* 96, 504-515.
- Perucca, L., Pérez, M., Navarro, C., 2006. *RAGA* 61 (4), 567-578. Buenos Aires.
- Perucca, L.; Rothis, L.M.; Vargas, H.N., en prensa. *Geomorphology*.
- Pilger, R.H., 1981. *Geol. Soc. of Am. Bull.* 92, 448-456
- Ramos, V., 1988., In: S. Clark and C. Burchfiel (Eds.). *Geol. Soc. of Am.*, S.P. 218, 31-54.
- Ramos, V. (1999). En R. Caminos, *Geología Argentina* (págs. 715-784). Buenos Aires.
- Ramos, V. A., 1999. *Episodes* 22, 183-190.
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O., Pérez, D., 2002. *Jr. of Sout. Am. Earth Sci.* 15, 59-78.
- Rosenbaum, G., Mo, W., 2011. *Gondwana Research*, 19, 571-582
- Schumm, S. A., 1986. In: R. E. Wallace, Ed. *Nat. Acad. Press*, Washington, 80-94.
- Schumm, S.A.; Dumont, J.F.; Holbrook, J.M. 2000. Cambridge University Press, 276 pp
- Seeber, L., Gornitz, V., 1983. *Tectonophysics*, 92, 335-367.
- Silva, P., Goy, J., Zazo, C., 1988. *Estudios geológicos*, 44, 415-427. Spain.
- Turowski, J. M., Lague, D., Crave, A., Hovius, N., 2006. *Jr. of Geophy. Res.* 111, F03008.
- Vigny, C., Rudloff, A., Ruegg, J., Madariaga, R., et al., 2009. *PEPI* 175, 86-95.
- Vujovich, G. C. (2007). *Hoja Geológica 3166-III. Chepes*. Buenos Aires: SEGEMAR.
- Willett, S.D., Brandon, M.T., 2002. *Geology*, v. 30, 175-178.

## **Figuras:**

AN	P(%)	S	RC	P(%)	S
1	5,4	1,18	1	2,209	1,114
2	5,6	1,27	2	2,95	1,53
3	4,4	1,33	3	1,89	1,05
4	3,4	1,55	4	1,62	1,12
5	3,5	1,68	5	2,23	1,35
6	3,2	1,28	6	1,69	1,024
AS	P(%)	S	7	1,41	1,07
1	5,6	1,12	8	2,51	1,23
2	5,1	1,75	9	1,69	1,07

Tabla 1: Parámetros morfométricos pendiente (P) expresada en porcentaje e índice de sinuosidad (S) del Afluente Norte (AN), Afluente Sur (AS) y Rio Carrizal (RC)

Figura 1: Mapa de ubicación de la zona de estudio



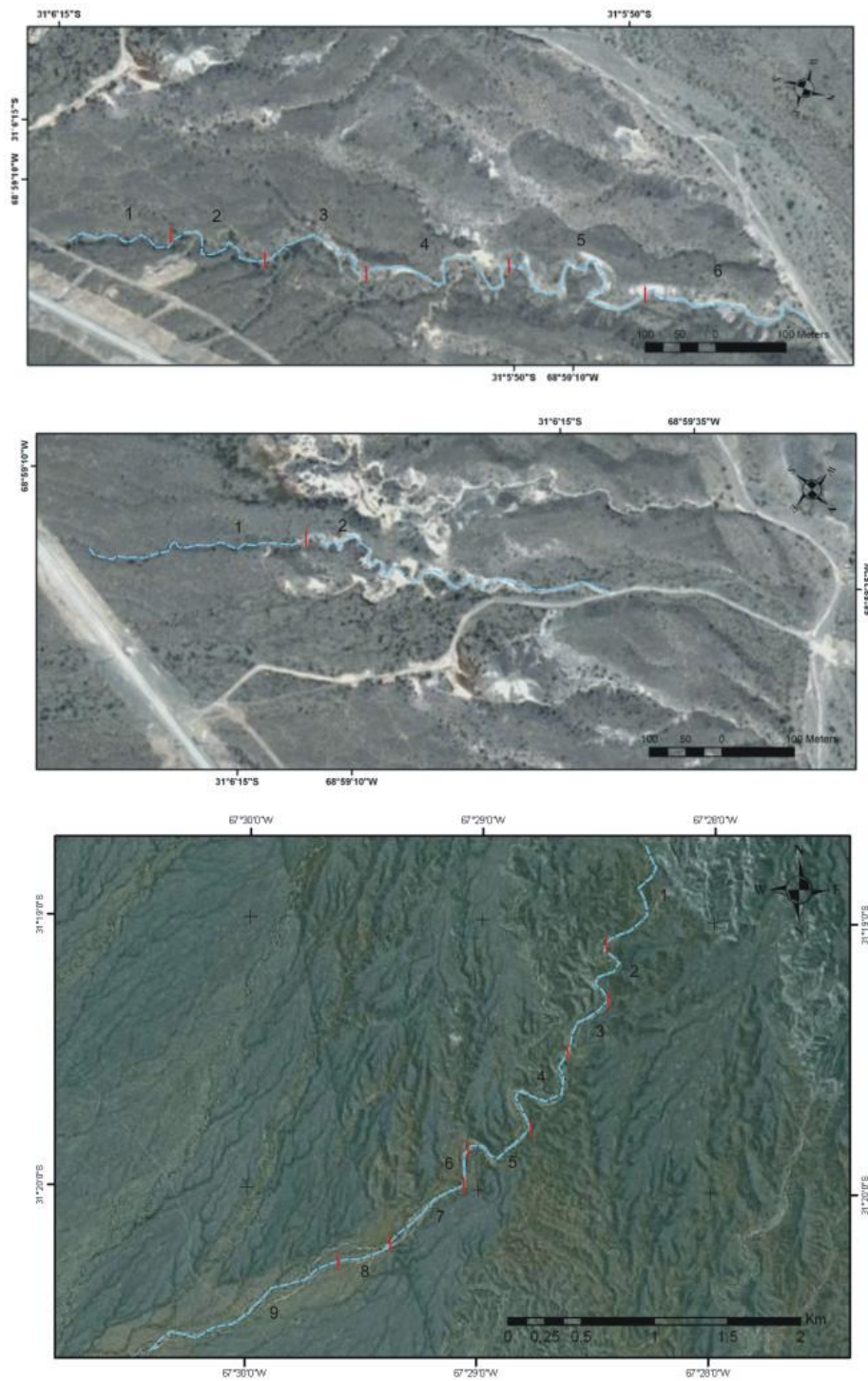


Figura 2: Relevamientos topográficos, en el Afluente Norte, Sur y Rio Carrizal (de arriba para abajo). Se marcan los tramos identificados