

APLICACIÓN DE ÍNDICES GEOMORFOLÓGICOS EN EL PIEDEMONT NEOTECTÓNICAMENTE ACTIVO DE MENDOZA (32° S).

APPLICATION OF GEOMORPHOLOGICAL INDEXES IN THE NEOTECTONIC ACTIVE PIEDMONT OF MENDOZA (32° S)

Rafael Toural Dapoza¹ y Stella M. Moreiras^{1,2}

¹CONICET-IANIGLA (CCT-Mendoza). Av. Ruiz Leal s/n. 5500. Mendoza. Argentina.

²Facultad de Ciencias Agrarias. Universidad Nacional de Cuyo, Mendoza. Argentina.

Email: rtoural@mendoza-conicet.gob.ar

RESUMEN

En este trabajo utilizamos tres índices geomorfológicos (Sinuosidad del frente montañoso, índices del gradiente longitudinal del río y la forma de la cuenca), como indicadores de actividad tectónica en las diferentes cuencas que abarcan el conjunto del piedemonte de Mendoza, donde se reconocerá existencia de sectores o zonas tectónicamente activas. Existe una fuerte correlación entre los resultados obtenidos mediante los diferentes índices analizados, lo cual permite validar la utilidad de estas técnicas para poner en evidencia la neotectónica del piedemonte mendocino. Estos resultados indican la acumulación de deformación en la parte sur del piedemonte de Mendoza, así como la partición de la zona en sectores tectónicamente activas bien marcadas por los índices geomorfológicos.

Palabras clave: Frente orogénico andino, Neotectónica, Geomorfología, Peligrosidad sísmica.

ABSTRACT

In this study we apply three different geomorphological indexes (Sinuosity of mountain front, river longitudinal gradient and basin shape) as indicator of tectonic activity in different basins of the Mendoza piedmont where active tectonic zones are recognized. A strong correlation exists among obtained results of different analyzed indexes what allow to validate the utility of these techniques to evidence the neotectonic activity of the Mendocinian piedmont. These findings indicate deformation is being accumulated in the southern sector of the Mendoza piedmont. Besides, they reveal that this region is divided in several active tectonic sectors remarked by the geomorphological indexes.

Key-words: Andean orogenic front, Neotectonic, Geomorphology, Seismic hazard.

INTRODUCCIÓN

La zona objeto de estudio está ubicada en un área de elevado riesgo sísmico, y sujeta a fenómenos de deformación cortical relacionados con la subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana (Moreiras et al., 2015). La región metropolitana de Mendoza, que incluye a la ciudad capital y poblaciones cercanas es una de las zonas más densamente

pobladas del Oeste Argentino (INPRES, 1995; Moreiras et al., 2015). Sobre esta región se han realizado estudios previos cuyo objetivo era medir la deformación cortical utilizando tecnología GPS; así como otros estudios más regionalistas que tratan de englobar el estilo estructural general de la Precordillera andina, sin entrar en detalles en la geomorfología tectónica actual de la zona. Se ha establecido una tasa de deformación regional de ~3 mm/año en la región (Brooks et al., 2003, Kendrick et al., 2006, Schmidt et al., 2011), pero se desconoce en qué estructuras y sectores del piedemonte Mendocino se está acumulando esta deformación.

Los antecedentes previos explican a grandes rasgos desplazamientos medidos en términos de subducción de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana y sus efectos al otro lado de la Cordillera de los Andes, lo que actualmente existe una carencia de estudios en detalle, relativos a la actividad neotectónica y la deformación reciente (Moreiras et al., 2015). Para cubrir esta falencia, se decidió implementar una metodología comúnmente usada en otras disciplinas geológicas de análisis de cuencas hidrográficas. Estos métodos han sido utilizados exitosamente en diferentes partes de mundo caracterizados por diferentes grados de actividad neotectónica, permitiendo identificar sectores donde actualmente se está concentrando la deformación regional y establecer cómo la tectónica controla de manera activa la geomorfología de la región. Por ello, el objetivo principal de este trabajo es el de evaluar la relación directa y control activo por parte de las diferentes estructuras tectónicas andinas cuaternarias en el modelado del paisaje de esta región, y su implicancia directa en la peligrosidad sísmica en la 4ª región de Argentina en volumen de población, sirviendo como base para futuros trabajos neotectónicos de esta zona.

MARCO GEOLÓGICO DE LA ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio se enmarca en el frente orogénico activo de los Andes a los 32°S, en el piedemonte de la ciudad de Mendoza, al pie de la provincia geológica de Precordillera. Se ubica en el dominio morfoestructural llamado por diferentes autores Cerrilladas Pedemontanas, constituido por cerros de alturas inferiores a los 2,000 m, separados por depresiones, los cuales pueden considerarse como una extensión hacia el este y hacia el sur de la Precordillera oriental. Así, la Precordillera Mendocina corresponde a una faja plegada y corrida de piel gruesa bivergente, con un despegue profundo ubicado a los 10-11 km. Las estructuras que comprenden esta faja pierden rechazo hacia el sur, donde comienzan a desarrollarse anticlinales desarrollados a partir de la inversión de las cuencas triásicas y de la generación de corrimientos de bajo ángulo, que afectan a depósitos cuaternarios (Moreiras et al., 2014).

La configuración estructural de los Andes en la latitud de Mendoza (32.5°S y 33°S) es consecuencia de la convergencia oblicua de las placas de Nazca y América del Sur y la subducción subhorizontal presente al norte de la ciudad de Mendoza (Anderson et al., 2007). Por tanto, tenemos una intensa actividad neotectónica en Mendoza, que está asociada a la existencia de una subducción sub-horizontal de la placa de Nazca a los 32° de latitud sur. Este sistema compresivo instalado a partir del Mioceno, fue migrando su frente orogénico hacia el oriente desde el levantamiento de Cordillera Principal (20 Ma) al posterior alzamiento de Precordillera (7 Ma) (Ramos, 1996), generando una zona de estrés en el sector pedemontano, donde los terrenos han sido elevados por movimientos tectónicos cuaternarios (Salomón et al., 2013, Moreiras et al., 2014).

El piedemonte mendocino estructuralmente corresponde a un frente de fallamiento activo compuesto por una serie de fallas N-S de doble vergencia, con inclinación hacia el este y hacia el oeste (Fig. 1). Estas fallas afectan materiales cuaternarios de una u otra manera y una de ellas tiene registro de actividad holocénica (Schmidt et al., 2011, Costa et al., 2015), pero en su mayoría son fallas pleistocénicas reactivadas, con registros de actividad sísmica histórica. Entre estas fallas activas encontramos como fallamientos principales N-S: la falla Melocotón, la falla Divisadero Largo, la falla Punta de Agua, el sistema compuesto de fallas Cerro La Gloria y la falla del Cerro la Cal (Moreiras et al., 2015).

Dentro de este régimen compresivo con fallas inversas y corrimientos activos la deformación cosísmica involucra cambios horizontales (distancia) y verticales (elevación) de la superficie del terreno. La componente horizontal, fundamentalmente acortamiento, es generalmente difícil de detectar en el registro geológico, mientras que evidencias de movimientos verticales son relativamente fáciles de identificar y cuantificar, especialmente cuando tienen lugar en ambientes geológicos y geomorfológicos sensibles y de bajo relieve. La deformación superficial bajo el régimen actual tectónico, demuestra que la magnitud de estos cambios puede variar de pocas decenas de centímetros a varios metros. Las fallas compresivas, en las cuales el bloque levantado se mueve relativamente y se impone sobre el bloque descendido, muestran un complejo arreglo de expresiones geomorfológica, que se resuelve generalmente en trazos de falla sinuosos, cortos e irregulares.

Desde el punto de vista geomorfológico la región puede ser dividida en dos sectores (Fig.1): un sector montañoso abarcando la Precordillera con afloramientos paleozoicos principalmente, y un sector de piedemonte con depósitos principalmente neógenos y cuaternarios. Las unidades más antiguas aflorantes en el sector montañoso de Precordillera están representadas por calizas cámbricas y pelitas ordovícicas (Harrington y Leanza, 1957, Heredia, 1990, Gallardo et al., 1988, Bordonaro et al., 1993, Bordonaro y Liñan, 1994). Metasedimentitas siluro-devónicas, localmente intruidas por plutones del Devónico temprano, afloran discordantes sobre las unidades más antiguas. En fuerte discordancia angular se apoyan las sedimentitas marinas carboníferas superiores a pérmicas inferiores (Harrington, 1941, 1971, González Bonorino, 1973, Cuerda et al., 1988, Astini, 1990, Kury, 1993). Por encima, se disponen con importante discordancia angular las volcánitas permo-triásicas del Grupo Choyoi (Rolleri y Criado Roque, 1970, Sato y Llambías, 1993).

En el ámbito de piedemonte mendocino, propiamente dicho, las sedimentitas triásicas de la cuenca extensional Cuyana (Grupo Uspallata) constituyen las rocas más antiguas aflorantes. Por encima, se disponen depósitos jurásico-cretácicos de las formaciones Papagayos o Barrancas, paleógenos de la Formación Divisadero Largo, sinorogénicos mio-pliocenos de las formaciones Mariño, La Pilona y pliocenos superiores a pleistocenos tempranos de la Formación Mogotes (Kokogian y Mancilla 1989, Kokogian et al., 1993). Cubren a estas unidades en forma discordante y casi continua hasta 5 niveles aluviales aterrazados asignados al Pleistoceno Inferior a Medio, constituidas por gravas polimícticas poco consolidadas. Estos niveles se encuentran fuertemente disectados y se interdigitan con los depósitos del cono aluvial de río Mendoza hacia el oriente.

MARCO GEOMORFOLÓGICO

El piedemonte es el área que conecta topográficamente la zona montañosa con la planicie; las alturas varían entre 1,300 y 1,600 m.s.n.m. y al llegar a la zona urbanizada se encuentra en los 800 m.s.n.m. (Vich y Pedriani, 1993). En relación al clima de esta comarca, condiciones áridas y semiáridas predominaron durante todo el Terciario y el Cuaternario, las cuales sufrieron modificaciones en parte de este último periodo por efecto de las glaciaciones del Pleistoceno. Debido a la aridez, la cubierta vegetal reviste solo parcialmente el suelo, por lo que los agentes erosivos tienen mayor capacidad de acción (Sepúlveda et al., 2001).

Los procesos endógenos, principalmente tectónicos, vinculados con la subducción de la placa de Nazca en la costa pacífica, fueron los generadores del relieve. Posteriormente fueron modelados por los procesos exógenos, que labraron e imprimieron sus rasgos en el paisaje (González Díaz y Fauqué, 1993). Las anisotropías litológicas, también han influido de forma importante en el control del modelado actual.

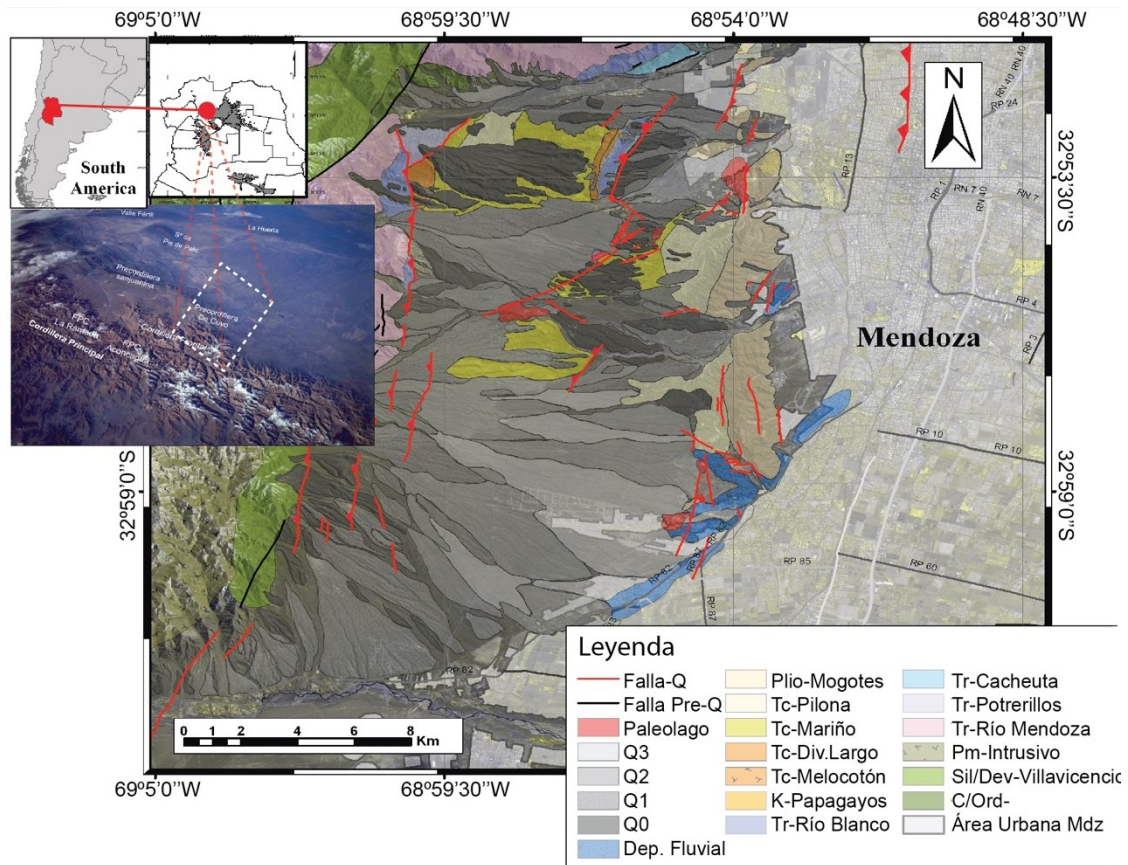


Figura 1. Mapa geológico piedemonte de Mendoza, indicando los principales fallamientos cuaternarios disectando las superficies aluviales identificadas en la zona de estudio.

Figure 1. Geological map of the Mendoza piedmont showing main Quaternary faults outsetting the different alluvial fan surfaces identified in the study area.

Por tanto, este tipo de ambiente pedemontano está principalmente afectado por el frente montañoso activo, lo que estudiarlo nos permite analizar los procesos involucrados en la formación de los Andes Centrales, dado que concentra la mayor parte de la actividad sismotectónica y morfogenética (Avouac, 2003). Su evolución está controlada por fuertes interacciones entre procesos de deformación cortical (fallamiento, plegamiento, subsidencia flexural, rebote isostático), procesos superficiales (erosión, sedimentación) y clima (precipitaciones, ciclos glaciales-interglaciares) (Burbank y Anderson, 2001). La actividad tectónica produce el relieve que controla los procesos superficiales influenciando los patrones de erosión, el desarrollo de las redes de drenaje, el crecimiento de cuencas sedimentarias y el clima local (Koons, 1989, Van derBeek et al., 2002). Por otro lado, los procesos de erosión, transporte y sedimentación promueven la transferencia de grandes cantidades de material, a través de la cadena montañosa que modifica el equilibrio dinámico de las cuñas orogénicas induciendo respuestas mecánicas (fallamiento fuera de secuencia, formación de duplexes, curvaturas de los corrimientos) (Willett et al., 1993, Mugnier, 1997, Hilley et al., 2004, Persson et al., 2004, García et al., 2010).

METODOLOGÍA

Las geoformas pueden caracterizarse en términos de su tamaño, elevación (máximo, mínimo o promedio), y pendiente (morfometría). Estas son medidas cuantitativas que permiten

comparar diferentes geoformas y calcular parámetros, que pueden ser útiles para identificar una característica relacionada a la actividad tectónica de un área determinada. Los índices geomorfológicos (morfométricos) se incluyen entre las técnicas morfométricas y se desarrollaron como una herramienta de reconocimiento básico, para identificar áreas que experimentan rápida deformación tectónica. Se calculan a partir de información topográfica, de fotografías aéreas y de modelos digitales de elevación (DEM) (Keller y Pinter, 2002).

Recientemente, en estudios morfotectónicos, el análisis geomorfológico tradicional ha sido integrado con análisis morfométricos de geoformas y con análisis topográfico geoestadístico (e.g. Cox, 1994, Pike, 2002, Della Seta, 2004, Alipooret al., 2011, Alonso-Henar et al., 2014, Oviedo Reyes, 2015).

En este trabajo aplicamos tres de los índices geomorfológicos utilizados con mayor frecuencia para estudios de tectónica activa: Sinuosidad del frente de montaña (Smf), Radios de Elongación/Formas de Cuenca (Re) y Longitud de corriente – gradiente longitudinal de corriente (SL). Los diferentes índices morfométricos, por ser datos indirectos, se utilizan en conjunto, con el fin de reforzar la interpretación de sus resultados y eliminar anomalías atribuibles a factores no tectónicos. Fueron analizados sobre el MDE Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) de resolución 90 y 30 m correspondientes a febrero de 2000. Así mismo, sucesivas campañas de campo fueron llevadas a cabo durante la realización de la tesis de Toural (2017) para contrastar in situ los resultados obtenidos. Los resultados fueron tratados en ambientes de Sistemas de Información Geográfica libres (Qgis v.2.16.2).

Sinuosidad del frente montañoso (Smf)

La sinuosidad del frente de montaña se define como la relación que muestra la ec. (1):

$$Smf = \frac{Lmf}{Ls} \quad (1)$$

Donde Smf es la sinuosidad del frente de montaña; Lmf es el largo del frente de montaña a lo largo del pie de la montaña, y el quiebre pronunciado en pendiente; y Ls es la línea recta paralela al frente de montaña (Bull y McFadden, 1977). Este índice refleja el balance entre las fuerzas erosionales que tienden a cortar en bahías el frente de montaña y el constante levantamiento que genera superficies rectas del frente de montaña (Keller y Pinter, 2002).

Radios de Elongación /Formas de Cuenca (Re)

Es la relación entre el ancho medio de la cuenca (B) y la longitud de su cauce principal (Lc). El ancho medio se obtiene cuando se divide el área de la cuenca por la longitud del cauce principal. Cuencas altamente elongadas caracterizan escarpes activos (Bull, 2009), pero llegan a ser más circulares a través de procesos de migración de la divisoria de aguas y captura de drenajes (Bull, 2009). Según este autor cuando las tasas de denudación son diferentes en redes de drenaje adyacentes, la divisoria de aguas migra cambiando las formas y áreas de las cuencas de drenaje. La erosión de origen tectónico generada por el desplazamiento a lo largo de un cinturón montañoso deformado, origina que el nivel base migre a la red de drenaje y que eventualmente llegue a las cabeceras de los drenajes acelerando la degradación de las pendientes y divisoria de aguas.

Índice de Hack o SL (Longitud de Corriente – Gradiente de Corriente)

Permite evaluar la actividad de un frente montañoso a partir de la respuesta de los ríos a la tectónica. Fue definido por Hack (1973), y utilizado como herramienta indicadora del poder de la corriente y de la variable resistencia de las rocas al flujo determinado por las características del valle.

El índice de gradiente de longitud de corriente se define por la relación que muestra la ec. (2):

$$L = \left(\frac{\Delta H}{\Delta L}\right) \times L \quad (2)$$

Donde SL es el índice, y $\Delta H / \Delta L$ es la pendiente o gradiente del canal de la corriente y L es el largo total de la corriente de interés.

El valor del índice se calcula sobre un mapa topográfico, dividiendo cada río en segmentos. Los parámetros a medir son la diferencia de altitud entre los extremos del segmento considerado (ΔH); la longitud, a escala, del segmento (ΔL); y la longitud del cauce desde las cabeceras hasta el punto medio del segmento (L).

El índice SL es útil para determinar posibles zonas de actividad tectónica, debido a que los valores anómalos pueden indicar levantamientos. Por ejemplo, en un área con presencia de unidades blandas (arcillas), altos valores de SL pueden indicar actividad tectónica reciente. Además, este índice es sensible a cambios en la pendiente del canal, y esta sensibilidad permite la evaluación de las posibles relaciones entre actividad tectónica, resistencia de la roca y topografía (Hack, 1973). Altos valores del índice SL son indicativos para áreas tectónicamente activas sobre un tipo particular de roca (Keller y Pinter, 1996, 2002), rocas con alta resistencia a la erosión, o con puntos de quiebre migratorios debido a disminución del nivel base por eventos anteriores, si los dos últimos son descartados el índice SL puede ser usado como indicador de movimientos tectónicos verticales (Burbank y Anderson, 2001).

RESULTADOS

Sinuosidad del frente montañoso (Smf)

Para la zona de estudio se calcularon 18 valores de la sinuosidad del frente de montaña (Tabla 1) divididos en dos perfiles del frente: los valores asociados al perfil occidental, más pegado al frente de montaña; y los valores más occidentales, en el límite entre las cerrilladas pedemontanas y la llanura oriental.

La clasificación que se usó para determinar el grado de actividad tectónica del frente montañoso es la definida por Bull (2009) donde se determina que: [1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activo, (1.5 - 3.0] Frente de montaña moderadamente activo, y (3.0 - 10 o más] Frente de montaña inactivo. En la fig. 2 se muestra los segmentos usados en la zona de estudio para calcular la sinuosidad del frente de montaña, estos segmentos se encuentran plasmados sobre un mapa de pendientes para ilustrar las zonas donde se encuentran cambios topográficos abruptos y delimitar las zonas planas de las altas.

Para el Perfil Occidental serían los valores de los segmentos 7 y 8 asociado a la convergencia estructural de las fallas de Melocotón (sector Sur) y la falla de Aguas de Pizarro. Concretamente en la zona de la Crucecita. Mientras que, en el Perfil Oriental, estarían los valores de los segmentos del 1 al 6 presentando un promedio Smf de 1.02 asociado principalmente al segmento Sur de la Falla La Cal que no tiene expresión superficial en la zona y los corrimientos más orientales de la Falla la Gloria.

Radios de Elongación/Formas de Cuenca (Re)

Las áreas correspondientes para 26 cuencas fueron comparadas con un círculo que presenta la misma área, con el fin de determinar el diámetro involucrado, y así definir los radios de elongación (Fig. 3).

Basándonos en Bull (2009) se diferenciaron los rangos para la identificación de las zonas activas de la no activas (Tabla 2). Los valores máximos y mínimos usados para evaluar la tectónica son: altamente elongadas [valores cercanos a 0.5], Elongadas (0.7 - 0.8], levemente

elongadas (0.8 - 0.9) y no elongadas (menores de 0.5 y mayores de 1]. Siendo las cuencas altamente elongadas las que caracterizan escarpes activos (Bull, 2009), pero llegan a ser más circulares a través de procesos de migración de la divisoria de aguas y procesos de captura.

Perfil Occidental				
Segmento	Lmf	Ls	Smf	Actividad Tectónica
1	4.67	2.57	1.82	(1.5 – 3.0] Frente de montaña moderadamente activos
2	6.27	3.32	1.88	(1.5 – 3.0] Frente de montaña moderadamente activos
3	9.35	2.57	3.63	(1.5 – 3.0] Frente de montaña moderadamente activos
4	4.51	3.46	1.30	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
5	4.07	3.25	1.25	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
6	2.89	1.95	1.48	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
7	4.16	3.66	1.13	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
8	4.39	4.00	1.09	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
9	6.60	4.11	1.60	(1.5 – 3.0] Frente de montaña moderadamente activos

Perfil Oriental				
Segmento	Lmf	Ls	Smf	Actividad Tectónica
1	2.67	2.57	1.04	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
2	3.40	3.32	1.02	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
3	2.62	2.57	1.02	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
4	3.47	3.46	1.00	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
5	3.27	3.25	1.00	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
6	2.02	1.95	1.03	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
7	4.23	3.66	1.15	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
8	6.10	4.00	1.52	(1.5 – 3.0] Frente de montaña moderadamente activos
9	6.36	4.11	1.55	(1.5 – 3.0] Frente de montaña moderadamente activos

Tabla 1. Resultados de la aplicación del índice de Sinuosidad del frente de montaña (Smf).

Table 1. Smf values for the different mountain front segments

Cuencas altamente elongadas en la zona de estudio fueron encontradas de manera uniforme al Sur de la zona de estudio. Esta distribución uniforme de cuencas altamente elongadas a elongadas define esta zona como una zona activa tectónicamente.

Formas de cuencas elongadas pueden ser observadas en el centro y Norte de la zona de estudio, sobre la franja deformada que afectan las fallas de la Gloria y La Cal, que indican zonas de moderada actividad tectónica.

Una cuenca levemente elongada a destacar, sería la situada en la parte centro (alrededores del Cerro Petaca), donde se tiene la expresión Sur del fallamiento de La Gloria. Mientras que las cuencas no elongadas son observadas en la parte Norte y centro de la zona de estudio, lo que se interpreta como una región donde la caída del nivel base ha sido menor relativamente a las zonas adyacentes del análisis, debido a levantamientos menores. Los procesos principales que actúan sobre estas cuencas se asocian a configuraciones más eficientes de transporte de carga sedimentaria.

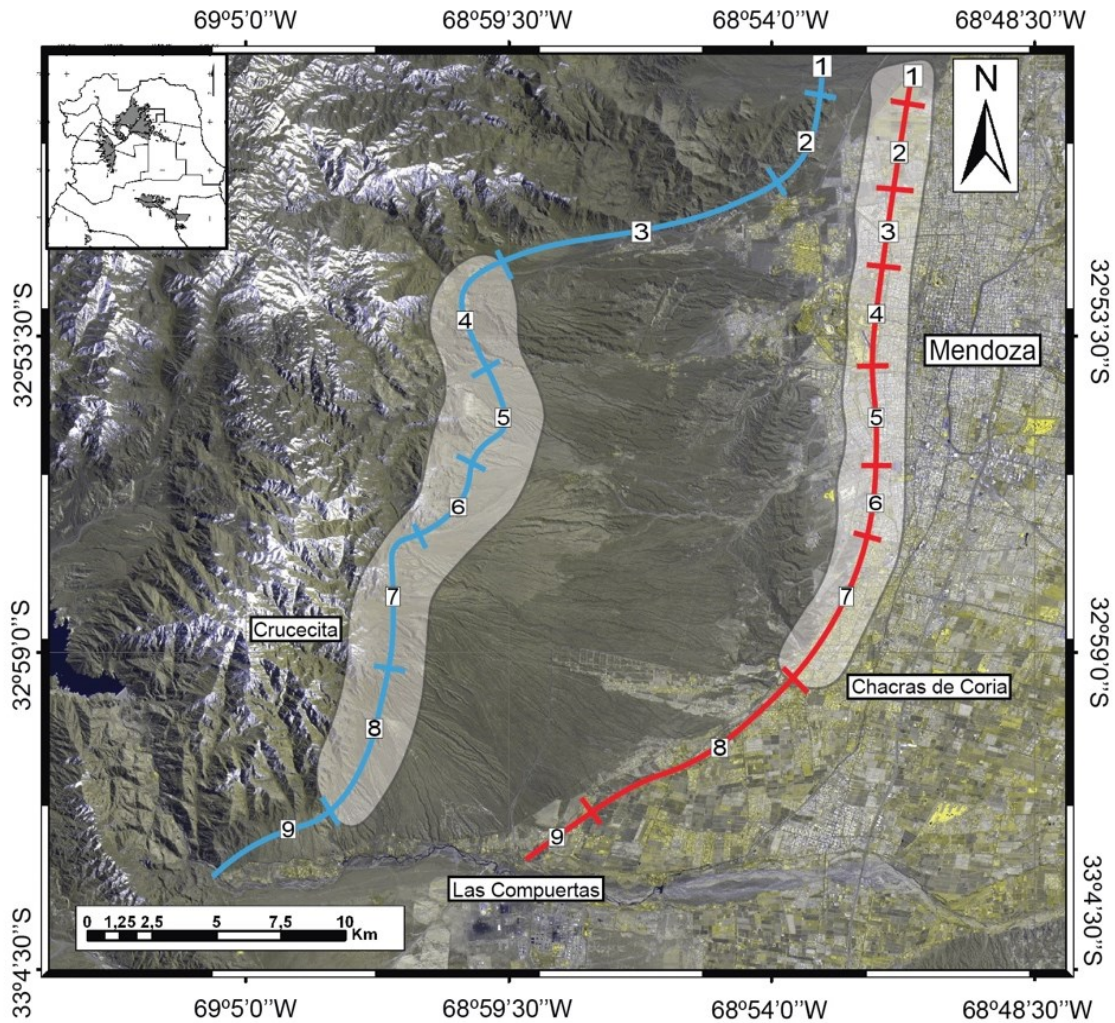


Figura 2. Localización de los dos perfiles calculados: se distingue en color azul (perfil occidental) y rojo (perfil oriental) los sectores con valores entre [1-0.5], sería un frente de montaña activo, se destacan en polígonos blancos que indican la zona.

Figure 2. Location of the two measured profiles: blue color (occidental profile) and red color (oriental profile).

Índice de gradiente, Hack (SI)

El cálculo del SL fue realizado sobre 28 drenajes que se consideraron principales, dividiéndolos cada uno en 10 segmentos iguales, sobre un modelo digital de elevación (SRTM-DEM) de 30 metros de resolución. Estos 28 drenajes fueron seleccionados para el cálculo del índice de Hack basado en las siguientes razones: a) facilidad del usuario del programa a la hora de seleccionar los drenajes, b) utilizar drenajes de segundo y de tercer orden.

El índice SL fue plasmado con sus valores (gradiente-metro) en los tramos de cada corriente sobre el mapa geológico general de la zona de estudio, para detectar controles en las anomalías relacionadas a la litología. Así mismo fue realizado un mapa de distribución de este índice por el método de interpolación Kriging sencillo, con el fin de obtener una distribución de los valores anómalos y restringir las áreas con anomalías. Se observó que existe una distribución paralela de las anomalías altas sobre el corredor de las fallas de Melocotón y en puntos asociados a otros fallamientos activos del piedemonte, la distribución que presenta los valores más altos se sitúan en los alrededores del puesto La Crucecita y la zona de las compuertas zona Sur del piedemonte. La homogeneidad de la litología en este sector sugiere

que esta anomalía se debe precisamente a actividad tectónica reciente y que encuentra una expresión notable en el relevamiento en el campo que se llevó a cabo en la región en cuestión.

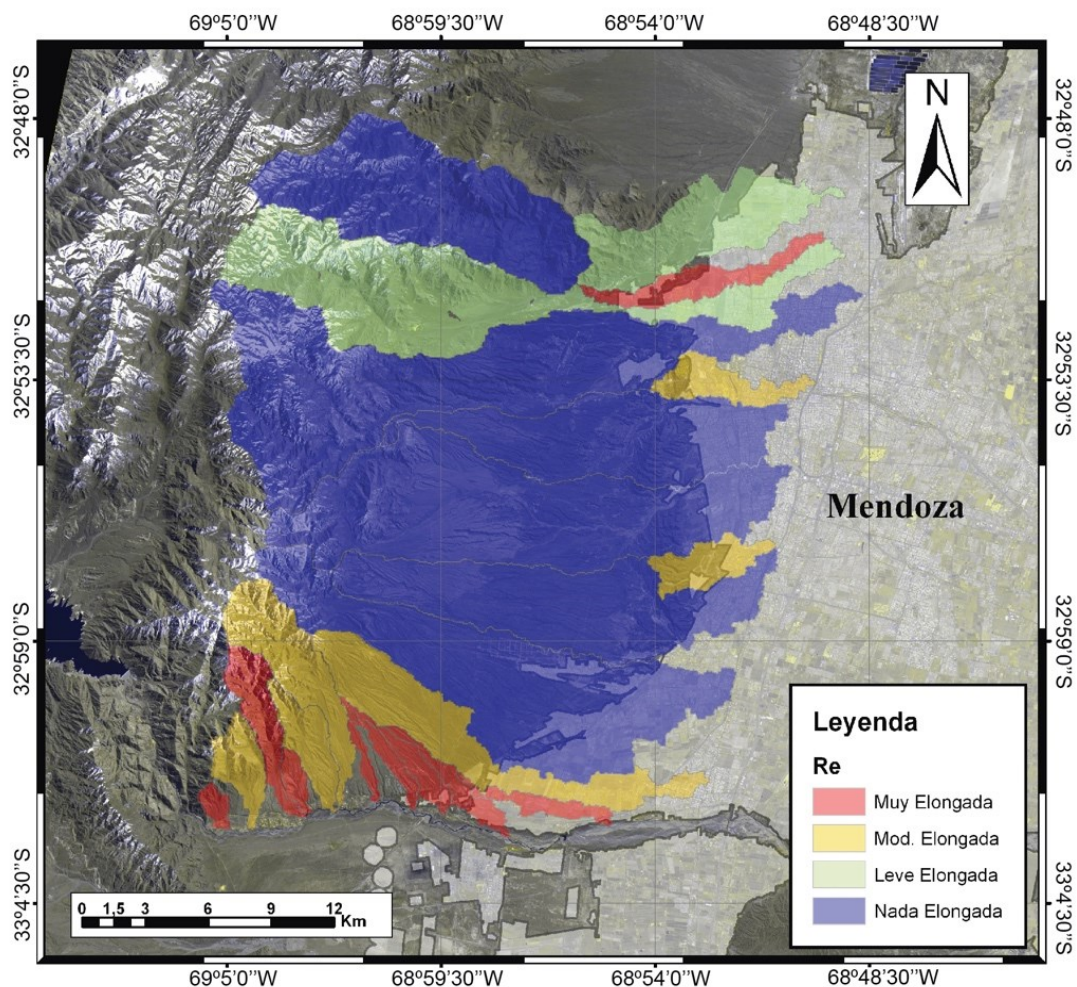


Figura 3. Mapa de distribución de las formas de cuenca (Re). En rojo cuencas muy elongadas.
Figure 3. Map of basin shape distribution. High elongated basins in red.

A partir de la distribución de los valores del índice SL (Fig. 4) es posible identificar los segmentos en que resulta dividido el piedemonte. Los valores de SL en el sector comprendido en la zona Sur (donde se aprecia un color rojo), son mayores respecto de los correspondientes a los tramos al Norte. Esto reforzaría la hipótesis original de una segmentación del piedemonte controlado por los lineamientos principales N-S, pero subdividido en los secundarios con cierta componente ENE-WSW, que coinciden además con las direcciones principales de flujo para esta zona.

A partir de la distribución de los valores del índice SL (Fig. 4) es posible identificar los segmentos en que resulta dividido el piedemonte. Los valores de SL en el sector comprendido en la zona Sur (donde se aprecia un color rojo), son mayores respecto de los correspondientes a los tramos al Norte. Esto reforzaría la hipótesis original de una segmentación del piedemonte controlado por los lineamientos principales N-S, pero subdividido en los secundarios con cierta componente ENE-WSW, que coinciden además con las direcciones principales de flujo para esta zona.

Cuencas	Área (Km²) – (Dc)	Perímetro (Km)	Lb (Km)	Elongación (Re)
<i>C1</i>	23.20	42.30	13.51	1.72
<i>C2</i>	7.81	32.30	11.56	0.68
<i>C3A</i>	54.40	85.30	29.97	1.82
<i>C3B</i>	46.20	47.00	16.03	2.88
<i>C4</i>	80.70	96.30	31.17	2.59
<i>C5</i>	6.77	24.10	7.77	0.87
<i>C6A</i>	24.30	48.90	18.39	1.32
<i>C6B</i>	36.60	53.50	19.61	1.87
<i>C7A</i>	60.30	71.50	25.48	2.37
<i>C7B</i>	69.20	72.40	25.32	2.73
<i>C8A</i>	6.37	19.80	5.97	1.07
<i>C8B</i>	43.70	61.50	21.41	2.04
<i>C9A</i>	44.90	65.00	23.28	1.93
<i>C9B</i>	60.00	71.40	23.72	2.53
<i>C10</i>	24.70	59.35	20.06	1.23
<i>C11</i>	3.41	21.80	7.82	0.44
<i>C12</i>	3.53	21.30	8.02	0.44
<i>C13</i>	3.40	19.60	7.50	0.45
<i>C14</i>	2.27	14.60	5.49	0.41
<i>C15</i>	1.34	10.80	4.12	0.33
<i>C16A</i>	14.40	32.80	11.48	1.25
<i>C16B</i>	6.35	18.60	7.00	0.91
<i>C17</i>	1.92	9.22	3.30	0.58
<i>C18</i>	7.26	23.80	8.78	0.83
<i>C19</i>	5.62	15.70	5.52	1.02
<i>C20</i>	1.55	7.35	2.45	0.63

Tabla 2. Valores estimados para los radios de Elongación (Re) y Formas de Cuenca.
Table 2. Estimated values of elongation (Re) and basin shape parameters.

Dentro del segmento central, a pesar de presentar gradientes normales en el perfil de los cauces (disminuyen las pendientes hacia la desembocadura), los valores del índice SL son anómalos en el sector próximo a la unión piedemonte – llanura oriental; la influencia de la actividad tectónica en este sector, se concentra en las desembocaduras y aún no ha alcanzado las cabeceras (tal como ocurre en las cuencas de San Isidro y Papagayos, situadas al Norte del piedemonte).

Al Sur de la zona, los valores anormalmente altos podrían deberse a las diferencias en el nivel de base. La cercanía del río Mendoza habría llevado a una evolución diferente en las cuencas, con mayor potencial de erosión. Dentro de esta zona se distingue una zona con diferencia de contrastes de valor SL interesante, como es la zona de La Crucecita. Esta zona tiene la peculiaridad de poner en contacto dos corrimientos tectónicos importantes como son la zona Sur de la falla del Melocotón y el comienzo del corrimiento de la falla aguas de Pizarro. Además, para esta zona, fue identificado sectores con deformación de material cuaternario.

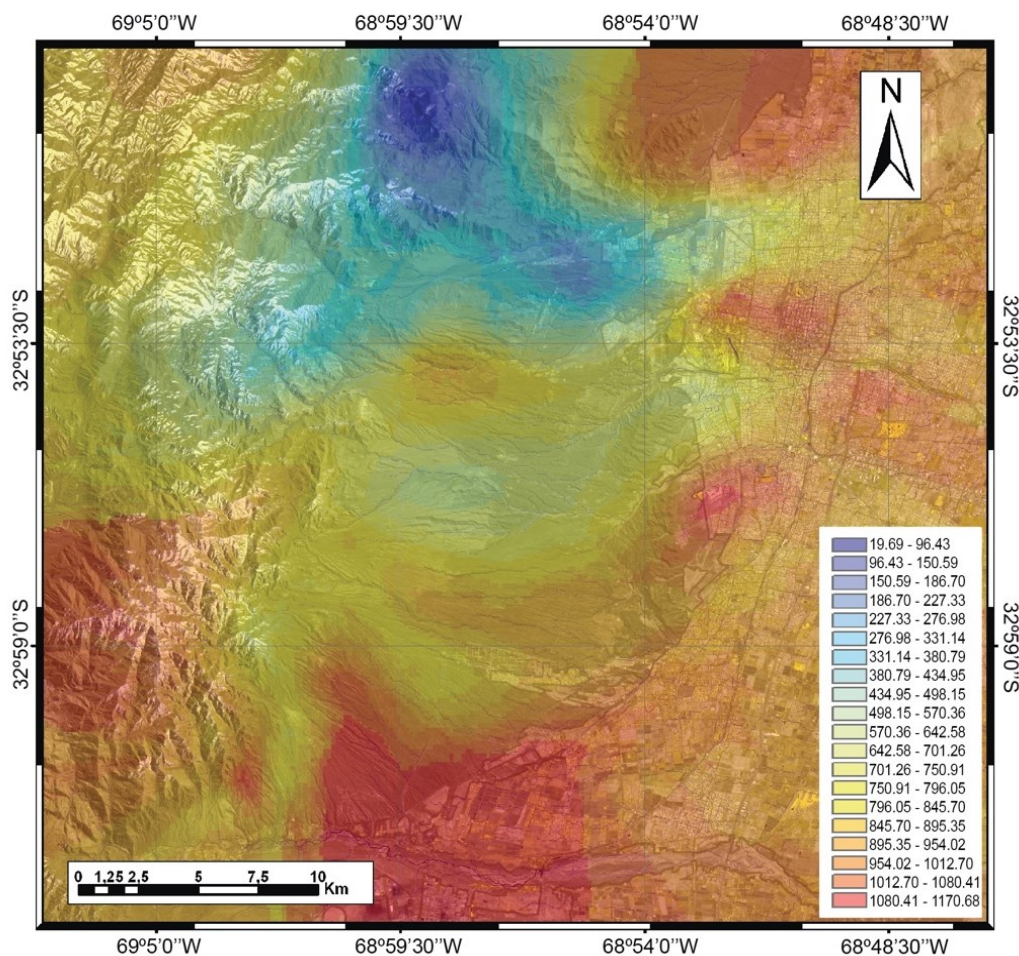


Figura 4. Mapa de distribución del Índice de Hack (SL). En rojo zonas con los valores más altos del índice SL.

Figure 4. Hack index distribution map. Red zones indicate the highest SL index values.

Llamativo el grado de correlación que existe entre las zonas de mayor contraste (valores más altos de este índice, color rojo) y las zonas de fallamiento principales de la zona. De forma cualitativa este índice indicaría zonas con posibilidad de incipiente deformación cuaternaria que debiera siempre ser contrastado en campo para su evaluación, pues dicho valor del índice puede estar sujeto a otros factores que pueden condicionar el relieve (litología, nivel de base etc.).

DISCUSIÓN

La evolución neógena del segmento de subducción subhorizontal pampeano, se caracteriza por una migración hacia el Este del frente orogénico, desde la ruptura de la placa Farallones durante el Mioceno inferior (Pardo-Casas y Molnar, 1987, Ramos, 1988, Ramos et al., 2002). Los procesos orogénicos andinos se han concentrado desde el Plioceno, en las estribaciones del piedemonte oriental de la Precordillera, destacados por deformación activa y significativa actividad sísmica cortical (Smalley e Isacks, 1987, Ramos, 1988, Gutscher et al., 2000, Ramos et al., 2002, Alvarado et al., 2007). Los resultados de estudios de GPS señalan que una importante proporción del acortamiento asociado a la subducción, se acomoda actualmente en el piedemonte oriental de la Precordillera, a través de una dirección de acortamiento de $\sim 80^\circ$, con escasa distribución a través de la cadena andina (Kendrick et al., 1999). Este hecho ha

llevado a proponer que los Andes se comportarían como una microplaca (Brooks et al., 2003), sobrecorriendo el antepaís sudamericano a lo largo del frente orogénico.

La deformación cuaternaria es más importante en la vertiente Oriental de la Precordillera, como se evidencia por la localización actual de procesos orogénicos y actividad sísmica cortical (Smalley e Isacks 1987, Alvarado et al., 2007). La tectónica cuaternaria a lo largo de la Precordillera Oriental, al Norte de la zona de estudio es razonablemente conocida, debido a buenas exposiciones de morfologías relacionadas con fallas cuaternarias y rupturas superficiales históricas asociadas con el terremoto de San Juan de Mw 7.0 de 1944 y al terremoto de Mendoza de La Cal (INPRES, 1982, Alvarado y Beck, 2006, Schmidt et al., 2011).

El frente de levantamiento neógeno y las fallas de primer orden de los bloques de la Precordillera Oriental, se localizan a lo largo de su pendiente occidental (Ortiz y Zambrano, 1981, Zapata y Allmendinger, 1996, Ramos y Vujovich, 1999, Costa et al., 2015). Sin embargo, las principales evidencias neotectónicas reportadas se concentran a lo largo de las vertientes orientales y Sur de estas serranías (Bastías et al., 1984, Bastías et al., 1993, Costa, 2000, Costa et al., 2006, Costa et al., 2015, Vázquez et al., 2017).

Para el análisis neotectónico de la zona se emplearon varios modelos DEM de 90 y 30 metros de resolución. Esta diferencia en resoluciones no debería influir en los datos obtenidos, ya que como se observa en el presente estudio los índices basados en diferentes resoluciones apuntan en el mismo sentido. Sin embargo, datos más precisos de alturas y áreas pueden permitir mayor precisión de los índices morfométricos ya que son los parámetros de entrada, en zonas de poca altitud como la zona más urbana donde la pendiente media es inferior a 10°. Es decir, hacia el oriente una mejor resolución permitiría detectar anomalías muy pequeñas asociadas a levantamientos tectónicos. Por ende, los drenajes desarrollados sobre la franja en cuestión son drenajes jóvenes causados por el levantamiento progresivo de las unidades cuaternarias en el Plio – Pleistoceno, y su desarrollo depende de procesos dinámicos locales de cada cuenca que enmascaran o gobiernan las cuencas actualmente.

Los mecanismos básicos inductores de la actual configuración del paisaje de piedemonte de Mendoza pueden ser por un lado el campo de esfuerzos tectónicos que afectan a esta región siendo bastante importantes y activos; y por otro la distribución espacial de los materiales que rellenaron las cuencas durante el Cuaternario, con las diferencias de dureza y erosionabilidad que los mismos presentan. Los índices morfométricos que se han analizado sobre las diferentes cuencas que abarcan el piedemonte de Mendoza, arrojan cierta variabilidad, pero también apuntarían de manera cualitativa ciertas zonas susceptibles de acumular deformación. Resolviendo así un continuo enfrentamiento entre control activo y pasivo sobre el modelado del relieve que tiene la tectónica reciente en el piedemonte de Mendoza.

La distribución espacial del Índice Sinusoidad indica de manera cualitativa zonas susceptibles de tener tectónica activa presente, ofrece por tanto un buen punto de partida para la interpretación del relieve. En el momento de analizar el modelo de elevación de altura, fue necesario trazar 2 perfiles paralelos al frente montañoso para así realizar una comparación entre ambos valores resultantes. De esta forma, el perfil más oriental fue realizado paralelo a la cerrillada de Mogotes. Arrojó de manera significativa, como el sector situado por la traza Sur de la falla de La Cal que se adentra en la ciudad, sería el que aportó valores más cercanos a 1 y presentaría por tanto una fuerte actividad neotectónica para este sector. Sin embargo, para el perfil occidental realizado paralelo y más cercano al frente montañoso de la Precordillera propiamente dicha, se observa una división del piedemonte en dos sectores diferenciados. Siendo el situado más al Sur el que mayor actividad presenta. Resulta interesante este valor pues en exploraciones anteriores siempre se estudió mejor el sector Norte del Piedemonte, seguramente por la cercanía a la ciudad, accesibilidad y mejor visibilidad de los afloramientos. Así este estudio nos acerca a una evidencia cualitativa y cuantitativa que se desprende del resultado que evalúa por primera vez bajo una óptica neotectónica el frente montañoso del piedemonte de Mendoza, que, aunque en un principio sea de manera cualitativa indica una “zona” hacia dónde mirar.

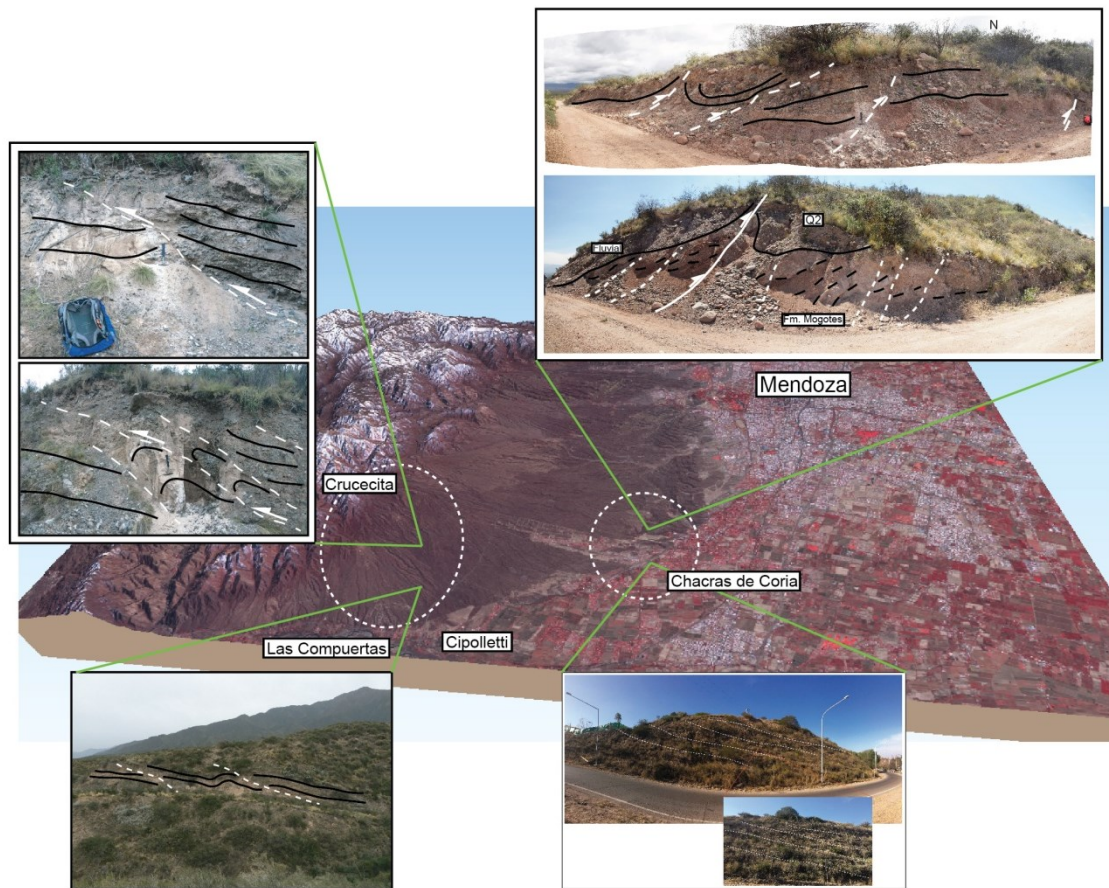


Figura 5. Distribución de fallamientos cuaternarios identificados en campo para verificar los resultados de los índices.

Figure 5. Distribution of Quaternary faults identified on the field to verify indexes values.

Analizando la forma de la cuenca y la forma ideal que debería tener y cómo la evolución de ésta, por medio de la variación del radio de elongación, pasa a deformarse y formar una elipse. Esta deformación puede ser debida a muchas razones tipo climáticas, litológicas u otras, pero es interesante analizarla bajo la óptica tectónica. Pues en zonas como esta área y bajo el régimen aluvional tan estacionario como el piedemonte, cualquier cambio en la forma debería ser ocasionado por algún tipo de cambio estructural que, aunque de manera pasiva y constante, ejerce un control activo sobre la forma en general de la cuenca, por tratarse además de estructuras que cortan las cuencas de manera perpendicular. La distribución espacial de este índice resalta la mitad Sur donde presenta mayores cambios en la forma de cuenca, siguiendo con lo que se apreciaba en la sinusoidad del frente de montaña ya analizado. Es decir, vuelve a indicarnos una zona que aparentemente no presentaría tanta cantidad de afloramientos expuestos como la zona Norte. Además de ello indica una zona moderadamente elongada, como es la zona Sur de la cerrillada de Mogotes, en las cercanías del cerro Petaca. Una zona donde sí presenta gran multitud de rasgos estructurales y estructuras que favorecieron el modelado del paisaje en este sector. Pérez-Peña et al. (2010) asocian este tipo de características geomorfológicas a procesos de captura de drenaje. Y en este sentido Bull (2009) indica que formas elongadas representan una concentración de energía para una incisión eficiente y una erosión remontante a lo largo del canal principal.

Los resultados para el Índice de Gradiente (SL) en los principales cauces del piedemonte de Mendoza, señalan la respuesta que tiene este índice cuando los ríos atraviesan las principales estructuras. Debido a que dicha trayectoria es perpendicular a las fallas presentes en la zona de

estudio, produce cambios bruscos en los cursos causando una anomalía importante del índice (valores rojos). Además, este control de la fracturación en la zona tiene su influencia en este índice resaltando segmentos de río que presenta una pendiente anómala respecto a la general del perfil longitudinal. Los valores elevados de IG indican la existencia de saltos en la vertical a lo largo del perfil propio del río, como se observa en la cuenca del Peral hacia el Sur, zona de las Compuertas – Crucecita.

A partir de este índice morfométrico y sus valores de anomalías máximas, se observa también, el efecto de las estructuras tectónicas que delimitan la cuenca en los bordes N, NE SE y SW. Teniendo muy buena correlación entre los lineamientos principales ya cartografiados y las anomalías máximas calculadas. No es descartable, sin embargo, la presencia de otras estructuras tectónicas sin reflejo en superficie, que no se manifiestan en el Índice de Gradiente. Tras este efecto puede encontrarse el hecho de que la distribución de valores de IG se obtiene únicamente a lo largo de los cursos principales. Por otro lado, se ha de tener en cuenta la presencia de determinadas litologías que pueden haber acomodado y absorbido los movimientos de tal forma que no se generen valores anómalamente elevados del índice IG, pero que observando en campo pareciera como deformados.

Si contrastamos estos datos se observa gran grado de equivalencia entre los mismos, destacando la zona sur del piedemonte por la multitud de evidencias indirectas que los índices desprenden. Estos resultados fueron contrastados en el terreno y fue posible identificar dos sectores con fallamiento cuaternario en la parte sur del piedemonte (Fig. 5). Concretamente en la zona de la Crucecita – Compuertas y por otro en las cercanías de Chacras de Coria y continuar de alguna manera los lineamientos de la falla La Cal y La Gloria. Estos fallamientos detectados de manera indirecta por los índices reflejan la continuación austral de los fallamientos principales ya identificados en el Norte (Moreiras et al., 2014), pero que su continuación al sur resultaba compleja debido a la falta de expresión superficial (Fig. 6).

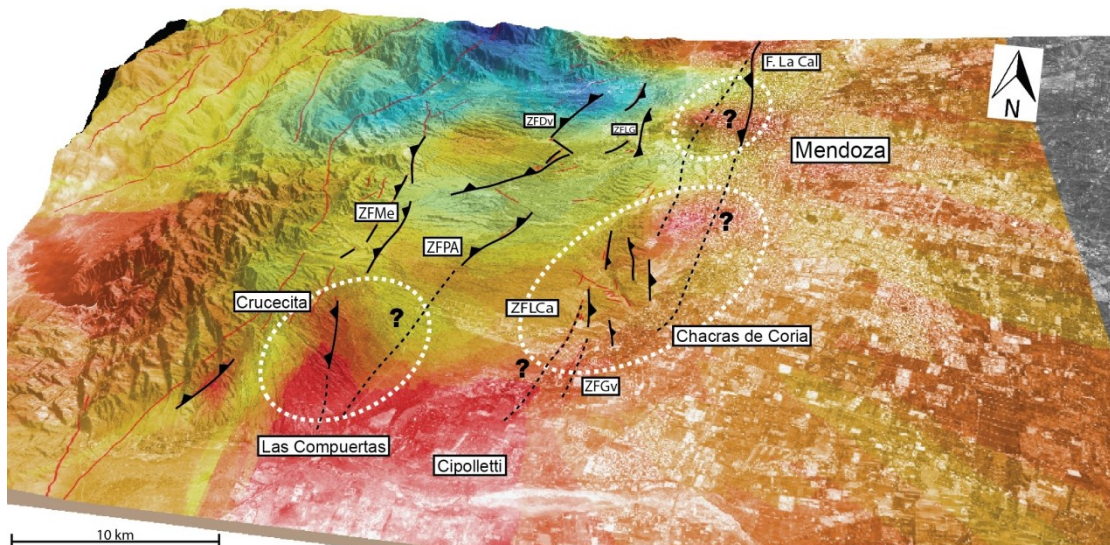


Figura 6. Mapa distribución del índice SL con los lineamientos principales (ZFLG: Zona Falla La Gloria; ZFDv: Zona falla Divisadero; ZFMe: Zona Falla Melocotón; ZFPA: Zona Falla Punta de Agua; ZFLCa: Zona Falla de la Casa; ZFGv: Zona Falla Guardia Vieja).

Figure 6. SL index distribution map with themain Quaternary faults (F.La Cal: La Cal fault system; ZFLG: Cerro La Gloria fault system; ZFDv: Divisadero Largo Fault system; ZFMe: Melocotón fault system; ZFPA: Punta de Agua fault system; PAFS: Punta de Agua fault system; ZFLCa: Las Casas fault; ZFGv: Guardia vieja fault).

CONCLUSIONES

La tectónica activa del Piedemonte de Mendoza es expresada claramente mediante los índices morfométricos aplicados en este trabajo. La sinusoidad del Frente montañoso señala la importancia del fallamiento del cerro la Cal en la parte Norte de la ciudad, además una importante acumulación de tectónica activa es indicada para el sector sur del piedemonte de Mendoza, en la zona de la Crucecita. Lo mismo ocurre con el radio de elongación y la forma de la cuenca (Re), que presenta mayores anomalías para zona Crucecita-Compuertas y la cuenca principal de San Isidro en su vertiente más oriental afectado quizás por la expresión del fallamiento del sistema de cerro La Cal.

Asimismo, el índice de Hack sugiere actividad neotectónica en la misma región detectada por la sinusoidad del frente montañoso.

El mapa de distribución del índice de Hack muestra además la zona de la Crucecita – Compuertas, como una zona relevante que se ve afectada por algún tipo de tectónica activa que incide de manera activa en el equilibrio de los cauces principales (Fig 6). Estos valores altos anómalos del índice concuerdan con el corredor Sur del Sistema de fallas de Melocotón en su contacto con el otro sistema de fallas de Aguas de Pizarro. En las cercanías de la población de las Compuertas es posible además, continuar el fallamiento de Punta de Agua, que pierde expresión en esta parte, pero afecta los depósitos aluviales y fluviales cuaternario constituyendo una fuerte evidencia de fallamiento ciego en este sector austral del piedemonte. Al mismo tiempo, los alrededores de Chacras de Coria, presentan fuertes anomalías en el índice de Hack. Por un lado, cerca del cerro Petaca donde las anomalías corresponderían a la expresión sur del lineamiento del Cerro de la Gloria con evidencias en terreno de fallamientos inversos que afectan a materiales cuaternarios; y por otro lado, sería posible continuar estos lineamientos o fallamientos hacia el sur continuando las anomalías en la zona del Dique Cipolletti y Guardia Vieja. Para este sector, y ya en la zona urbanizada, es importante la anomalía que encontramos en la ciudad, que podrían indicar expresiones superficiales del fallamiento del Cerro La Cal y que si unimos estas anomalías sería posible continuar este importante lineamiento hacia el sur.

Agradecimientos. Este estudio forma parte de la tesis doctoral del Magister Rafael Toural Dapoza. El financiamiento del mismo fue posible gracias al Programa ANLAC Amenazas Naturales de Los Andes Centrales y el PIP 684 ambos dirigidos por Dra. Moreiras.

REFERENCIAS

- Alipoor, R., M. Poorkermani, M. Zare, R. El Hamdouni, (2011). Active tectonic assessment around Rudbar Lorestan dam site, High Zagros Belt, SW of Iran. *Geomorphology*, 128, 1-14.
- Alonso-Henar, J., J.A. Álvarez-Gómez, J.J. Martínez-Díaz, (2014). Constraints for the recent tectonics of the El Salvador Fault Zone, Central America Volcanic Arc, from morphotectonic analysis. *Tectonophysics*, 623, 1–13.
- Alvarado, P., and S. Beck, (2006). Source characterization of the San Juan (Argentina) crustal earthquakes of 15 January 1944 (Mw 7.0) and 11 June 1952 (Mw 6.8): *Earth and Planetary Science Letters*, 243, 615–631.
- Alvarado P., S. Beck, G. Zandt, (2007). Crustal structure of the south-central Andes Cordillera and Backarc region from regional waveform modeling. *Geophys. J. Int. Tectonics and geodynamics*
- Astini, R. A. (1990). Formación Punta Negra: Un abanico submarino o un complejo deltaico de plataforma. *Actas 3° Reunión Argentina de Sedimentología*, 19-24. San Juan.

- Avouac, J. P., (2003). Mountain building, erosion and the seismic cycle in the Nepal Himalaya. *Advances In Geophysics*, 46, 1-80.
- Bastias, H., (1984). The Precordilleran active overthrust belt, San Juan Province, Argentina: Geological Society of America, Fieldtrip Guidebook prepared by University of Nevada, Reno: 354-386.
- Bastias, H., G. Tello, L. Perucca, J. Paredes, (1993). Peligro sísmico y neotectónica. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza. *Geología y Recursos Naturales de Mendoza – V. A. Ramos (Ed.). Relatorio: 645-658.*
- Bordonaro, O. and E. Liñán (1994). Some Middle Cambrian agnostoids from the Precordillera Argentina. *Revista Española de Paleontología*, 9(1), 105-114.
- Bordonaro, O. L., M. Beresi, M. Keller (1993). Reinterpretación estratigráfica del Cámbrico del área de San Isidro, Precordillera de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. *Actas II: 12-19. Buenos Aires.*
- Brooks, B., M. Bevis, R. Smalley, E. Kendrick, R. Manceda, E. Lauría, R. Maturana, y Araujo, M., (2003). Crustal motion in the Southern Andes (26°–36°S): Do the Andes behave like a microplate? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems (G3)*, 4(10) Bull, W.B. and L.D. McFadden, (1977). Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: Doehering, D.O. (Ed.), *Geomorphology in arid regions. Proceedings at the Eighth Annual Geomorphology Symposium. State University of New York, Binghamton, NY*, 115– 138.
- Bull, W.B., (2009). *Tectonically Active Landscapes. Wiley -Blackwell Publishing, USA*, 326.
- Burbank, D.W. and R.S. Anderson, (2001). *Tectonic Geomorphology. Backwell Science: 274 p. Oxford.*
- Costa, C., (2000). Quaternary deformation at the central Andes Orogenic Front and Foreland regions of Argentina. *Proceedings of the Hokudan International Symposium on Active Faulting*, 59-64, Japan.
- Costa C. H., C.E. Gardini, H. Diederix, H.A. Cisneros E.A. Ahumada, (2006). The active andean orogenic front at the southernmost pampean flat-slab. "Backbone of the Americas" Mendoza, Argentina. Abstract with programs, Session No15-1.
- Costa, C., E. Ahumada, F. Vazquez, D. Kroehling (2015). Holocene shortening rates of an Andean-front thrust, Southern Precordillera, Argentina. *Tectonophysics* 664, 191e201.
- Cox, R.T., (1994). Analysis of drainage basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin*, 106, 571–581.
- Cuerda, A. (1988). Investigaciones estratigráficas en el Grupo Villavicencio, Precordillera de Mendoza y San Juan, República Argentina. 5° Congreso Geológico Chileno, *Actas 2: 177-187.*
- Della Seta, M., M. Del Monte, P. Fredi, E. Miccadei, O. Nesci, G. Pambianchi, T. Piacentini y F. Troiani, (2008). Morphotectonic evolution of the Adriatic piedmont of the Apennines: An advancement in the knowledge of the Marche-Abruzzo border area. *Geomorphology*, 102, 119 – 129.
- Gallardo, G., S. Heredia, A. Maldonado, (1988). Depósitos carbonáticos alóctonos, Miembro superior de la Formación Empozada, Ordovícico superior de la Precordillera de Mendoza. 5° Congreso Geológico Chileno, I: 37-53. Santiago.
- García, V.H., C. Guzmán, D.L. Yagupsky, E.O. Cristallini F. Bechis, (2006). Control de la erosión fluvial sobre una faja de corrimientos en crecimiento. Resultados de modelos análogos. Serie D (10) de la Asociación Geológica Argentina, 62-69.

- García, V. H., (2010). Modelado de las interacciones entre procesos de erosión y sedimentación fluvial y el crecimiento de estructuras neotectónicas. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales Universidad de Buenos Aires.
- González Bonorino, G., (1973). Sedimentology and paleogeography of a Devonian turbidite basin in Argentina. Master Science Thesis, Mc Master University, 137 p. (inédito). Canadá.
- González Díaz, E. F. y L.E. Fauque, (1993). Geomorfología. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza. Geología y Recursos Naturales de Argentina.
- Gutscher, M.A., W. Spakman, H. Bijwaard R. Engdahl, (2000). Geodynamics of flat subduction: seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, 19,814–833.
- Hack, J.T., (1973). Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal Res. U. S. Geological Survey*. 1 (4), 421–429.
- Harrington, H. J., (1941). Investigaciones geológicas en las Sierras de Villavicencio y Mal País, provincia de Mendoza. *Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería*, 49, 1-54. Buenos Aires.
- Harrington, H. J., A. F. Leanza, (1957). Ordovician trilobites of Argentina. *Universidad de Kansas, SpecialPublication*. I, 1-276.
- Harrington, H., (1971). Descripción geológica de la Hoja 22c, "Ramblón", provincias de Mendoza y San Juan. *Boletín No 114. Dirección Nacional de Geología y Minería*, 81.
- Heredia, S., (1990). Geología de la Cuchilla del Cerro Pelado, Precordillera de Mendoza, Argentina. *Actas 11º Congreso Geológico Argentino (San Juan)*, II: 101-104, San Juan.
- Hilley, G.E., M.R. Strecker, V.A. Ramos, (2004). Growth and erosion of fold-and-thrust belts, with an application to the Aconcagua Fold-and-Thrust Belt, Argentina. *Journal of Geophysical Research*, 109.
- Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES), (1982). Microzonificación sísmica del Valle de Tulum, Provincia de San Juan. Resumen ejecutivo 120p.
- Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES), (1995). Microzonificación sísmica del Gran Mendoza. Instituto Nacional de Prevención Sísmica. Resumen Ejecutivo. *Publicación Técnica*, No. 19: 269 p. San Juan.
- Keller, E.A. and N. Pinter, (1996). *Active Tectonics. Earthquakes, Uplift and Landscape*. Prentice Hall, New Jersey, 338.
- Keller, E.A. and N. Pinter, (2002). *Active Tectonics. Earthquakes, Uplift, and Landscape*. Prentice Hall, New Jersey, segunda edición, 362.
- Kendrick, E.C., M. Bevis, R.F. Smalley, O. Cifuentes, F. Galban, (1999). Current rates of convergence across the Central Andes; estimates from continuous GPS observations. *Geophysical Research Letters*, 26: 541-544.
- Kendrick, E., B.A. Brooks, M. Bevis, R. Smalley, E. Lauria, M. Araujo, H. Parra, (2006). Active orogeny of the South-Central Andes studied with GPS geodesy. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 61 (4), 555-566.
- Koons, P.O., (1989). The topographic evolution of collisional mountain belts: a numerical look at the Southern Alps, New Zealand. *American Journal of Science*, 289, 1041-1069.
- Kokogian D. y Mancilla O. (1989). Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Cuyana. En: Chebli G.A. y Spaletti, L.A. (Eds): *Cuencas sedimentarias argentinas*. Simposio del 10º Congreso geológico Argentino, 162-210. San Miguel de Tucumán.
- Kokogian D. Fernandez Severo, F. Mosquera A. (1993) Las secuencias sedimentarias triásicas. En: Ramos V.A. (ed): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, 1 (7), 65-78.

- Kury, W. (1993). Características composicionales de la Formación Villavicencio, Devónico, Precordillera de Mendoza. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1:321-328. Buenos Aires.
- Moreiras, S.M., L.B. Giambiagi, S. Spagnotto, S. Nacif, J. Mescua, R. Toural, (2014). El frente orogenico activo de los Andes centrales a la latitud de la ciudad de Mendoza (32°50' -33°S) *AndeanGeology*, 41, 342-361. Mayo.
- Moreiras S.M. and S.M. Páez, (2015). Historical damages and secondary effects related to intraplate shallow seismicity of Central Western Argentina. *Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina*. Geological Society of London, v. 399, 369-382. First published online February 19, 2014, doi: 10.1144/SP399.6.
- Mugnier, J.L., P. Baby, B. Colleta, P. Vinou, P. Bale, P. Leturmy, (1997). Thrust geometry controlled by erosion and sedimentation: a view from analogue models. *Geology*, 25, 427-430.
- Ortiz, A. y J.J. Zambrano, (1981). La provincia geológica Precordillera Oriental. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas III: 59-74.
- Oviedo Reyes, J.A. (2015). GeomorfologíaTectónica del Sistema de Fallas del Zulia en el flanco occidental del Sinclinal del Zulia, Norte de Santander – Colombia. Tesis de Maestría, Universidad Nacional de Colombia Facultad de Ciencias Departamento de Geociencias.
- Pardo Casas, F. and P. Molnar, (1987). Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6 (3), 233-248.
- Pérez-Peña, J.V., A. Azor, J.M. Azañón, E.A. Keller, (2010). Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. *Geomorphology*, 119, 74-87.
- Persson, K. S., D. Garcia-Castellanos, D. Sokoutis, (2004). River transport effects on compressional belts: First results from an integrated analogue-numerical model. *Journal of Geophysical Research*, 109 (B01409).
- Pike, R.J., (2002). A Bibliography of Terrain Modeling (Geomorphometry), the Quantitative Representation of Topography—Supplement 4.0. USGS Open File Report 021465, 158.
- Ramos, V., (1988). The tectonics of the Central Andes; 30° to 33°S latitude, In Clark, S. and Burchfiel, C. (Eds.), *Processes in Continental Lithospheric Deformation*. Geological Society of America Special Paper 218: 31-54.
- Ramos, V. A., (1996). Evolución tectónica de la Alta Cordillera de San Juan y Mendoza. En V. A. Ramos et al. (Eds.): *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza*. Subsecretaría de Minería de la Nación. Dirección Nacional del Servicio Geológico, *Anales* 24 (14), 447-460.
- Ramos, V. A., E.O. Cristallini, D.J. Perez, (2002). The Pampean flat-slab of Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 59-78.
- Rolleri, E. O., y P. Criado Roque, 1970. Geología de la Provincia de Mendoza. *Actas 4as Jornadas Geológicas Argentinas (Mendoza, 1969)*, II: 1-60. Buenos Aires.
- Salomon, E., S. Schmidt, R. Hetzel, F. Mingorance A. Hampel, (2013). Repeated folding during late holocene earthquakes on the La Cal thrust fault near Mendoza City (Argentina). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103 (2A): 936-949.
- Sato A.M. y Lambías E.J. 1993. El Grupo Choiyoi, provincia de San Juan: equivalente efusivo del Batolito de Colangüil. *Actas 12 Congreso Geológico Argentino y 2 Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4, 156-165. Buenos Aires.
- Schmidt, S., R. Hetzel, F. Mingorance V.A. Ramos, (2011). Coseismic displacements and Holocene slip rates for two active thrust faults at the mountain front of the Andean Precordillera (~33°S). *Tectonics* 30 (TC5011). doi: 10.1029/2011TC002932.

- Sepúlveda, E., H. López, L. Fauqué, (2001). Descripción geológica de la Hoja 3369-II Mendoza, provincia de Mendoza. Subsecretaría de Minería de la Nación. Instituto de Geología y Recursos Naturales. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín N° 252.
- Smalley Jr., R. and B. Isacks, (1987). A high-resolution local network study of the Nazca Plate Wadati- Benioff zone under Western Argentina. *Journal of Geophysical Research* 92, B13: 13.093- 13.912.
- Van der Beek, P.A., B. Champel J.L. Mugnier, (2002). Control of detachment dip on drainage development in regions of active fault propagation folding. *Geology*, 30, 471-474.
- Vázquez F.R., C.H. Costa, C.E. Gardini, (2017). Quaternary-active thrusts scarps tested as deformation markers by trishear models in the Southern Precordillera of Argentina. *Quaternary International*, Vol. 438, Part A, 5 May 2017, 65-79.
- Vich, A.I. y A. Pedriani, (1993). 014.3. Programa de Investigación y Desarrollo: manejo Ecológico del Piedemonte. Mendoza. Ministerio de Medio Ambiente Urbanismo y Vivienda-Centro Regional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CRICYT), Unidad de manejo Ecológico de Cuencas, Fase I: 154 p. Mendoza.
- Willett, S.D., C. Beaumont, P. Fullsack, (1993). Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology*, 21(4), 371-374.
- Zapata, T. and R. Allmendinger, (1996). Thrust front zone of the Precordillera, Argentina: a thick-skinned triangle zone. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*. (80), 359-381.

Recibido: Enero, 2018

Aceptado: Marzo, 2018