

Geomorfología tectónica y evolución del relieve en un sector del piedemonte occidental de la sierra Chica de Zonda, Precordillera Oriental, Argentina

Graciela Mabel Suvires

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) - Universidad Nacional de San Juan, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Instituto de Geología, Gabinete Geología Ambiental, Av. Ignacio de la Roza esquina Meglioli, J5400, San Juan, Argentina.
graciela_suvires@yahoo.com.ar

RESUMEN

En la ladera occidental del sector norte de la sierra Chica de Zonda, Precordillera Oriental, provincia de San Juan, Argentina, se realizó un estudio geomorfológico para conocer la evolución del relieve durante el Cuaternario. Se analizaron las áreas correspondientes a las acumulaciones aluviales en el piedemonte y las cuencas de drenaje desde el punto de vista morfométrico y de la dinámica de procesos intervinientes. La presencia de lóbulos de tamiz en los canales actuales y activos de los abanicos aluviales dio lugar a la búsqueda de las causas que en las áreas de cuenca facilitarían la formación de los mismos. El estudio geomorfológico se realizó mediante interpretación de fotos aéreas y de imágenes satelitales Google Earth y mediante distintos trabajos de campo. Las unidades geomorfológicas y sus depósitos identificados van desde conos de talud, abanicos aluviales, canales, lóbulos de tamiz, terrazas, entre otros, desarrollados entre los 960 y 750 m s.n.m. El relieve de esta región árida y tectónica evolucionó durante el Cuaternario afectado por factores alocíclicos como oscilaciones climáticas y la actividad sísmica compresiva regional del sistema de fallamiento inverso de Villicum-Zonda. Los modelos de abanicos aluviales determinados indican procesos de metamorfosis o transformaciones aluviales durante dos intervalos arbitrarios de tiempo en el Cuaternario (t_1 y t_2). Dos modelos de depósito de abanicos aluviales fueron identificados, el primero y más antiguo, corresponde a abanicos aluviales dispuestos en forma segmentada o telescópica, sucedido por un segundo y actual de lóbulos de tamiz en canales activos, que desbordan sus cargas en los puntos de intersección de los abanicos, formando depósitos aluviales sobreimpuestos. El relieve y modelo de depósito de este piedemonte tectónico evolucionó desde sus orígenes hasta el presente, para transformarse en una espesa cuenca de agradación aluvial con alta carga y volumen detrítico, favorecida por la escasa exportación de material hacia fuera del sistema ante la incapacidad de transporte en esta región árida.

Palabras clave: abanicos aluviales telescópicos, sobreimposición de depósitos, lóbulos de tamiz, metamorfosis aluvial, factores climáticos y tectónicos, sierra Chica de Zonda, Argentina.

ABSTRACT

In the western flank of the northern sector of sierra Chica de Zonda, Eastern Precordillera, San Juan province, Argentina, a geomorphological study was conducted to reconstruct the relief evolution during Quaternary time. Morphometric and morphodynamic information of drainage areas and accumulation

piedmont areas was analyzed, and the causes for the formation of sieve lobes in the presently active channels of the alluvial fans were also investigated. The geomorphological study, based on photo interpretation, analysis of Google Earth satellite images, and field work, allowed to recognize various geomorphologic units like slope fans, alluvial fans, sieve lobes, terraces, among others, developed from 960 m to 750 m a.s.l. Two models of alluvial fan deposits were identified; the most ancient corresponds to segmented or telescopic alluvial fans, and the most recent to sieve lobes in active channels that discharge their sediment load over ancient alluvial fans, resulting in superimposed fan deposits. Besides, the fan area does not change with time, but the fan volume constantly increases, whereas the drainage basin area grows where erosion and active processes of capture take place. In this arid and tectonically active piedmont, the change of fan models may be associated to the combined effect of climatic oscillations and the regional compressive tectonics associated to the Villicum-Zonda reverse fault system. Some characteristics and processes contribute to sieve lobes formation, such as the stratification of limestones with carbonatic breccias, folded and homoclinal reliefs that facilitate dissolution, hollows, block fall, and detrital production, the existence of dip streams and strike streams, and finally the stream currents controlled by the homoclinal structure.

Keywords: telescopic alluvial fans, superimposed deposits, sieve lobes, alluvial metamorphosis, climatic and tectonic factors, sierra Chica de Zonda, Argentina.

INTRODUCCIÓN

A través de este trabajo se muestra cómo el relieve evolucionó durante el Cuaternario, pasando de un modelo de abanicos aluviales primigenios a otro actual en un marcado proceso de metamorfosis del relieve aluvial. El análisis geomorfológico constituye un pilar fundamental en la reconstrucción paleoambiental y en la historia geológica cuaternaria de las regiones. Es necesario entonces delimitar y clasificar las unidades geomorfológicas, entender los procesos dinámicos que actuaron y observar los modelos de depósito aluvial para lograr interpretar la evolución de los relieves, identificando los factores y procesos que en él actuaron durante el Cuaternario tardío. En la presente contribución, se trata además de investigar las causas, factores y procesos que existen en las cuencas de drenaje y que favorecen la actual producción de lóbulos de tamiz ubicados en canales activos de los abanicos antiguos. El área de estudio se ubica en el sector centro sur de la Provincia de San Juan (Argentina) a unos 25 km al sur y oeste de la ciudad capital de San Juan, en el Departamento Zonda, valle homónimo. El piedemonte investigado, corresponde a la ladera oeste de la sierra Chica de Zonda, Precordillera Oriental, y se desarrolla entre los paralelos de 31°30'00" S a 31°35'24" S y los meridianos 68°43'08" O a 68°43'05" O. Comprende los valles de las quebradas El Encuentro (A), Zonda (B), Juan el Pobre (C), Loma Negra (D), Parkinson (E), y numerosas otras pequeñas quebradas que descienden hacia el piedemonte occidental, abarcando una superficie mayor a 50 km² (Figura 1).

El clima en la región es árido y seco, con una temperatura media anual de 18 °C y una máxima media anual de 28 °C y mínima media anual de 10 °C, con lluvias concentradas en verano (diciembre-marzo) con valores inferiores

a 100 mm/año. La vegetación xerófila se caracteriza por sus adaptaciones al estrés hídrico, desde la disminución de la superficie foliar, creación de sistemas de acumulación de agua, hasta la transformación de los tallos y hojas en espinas (Flores y Suvires, 2012).

La geología de la región está constituida por rocas de edad cámbrico-ordovícica (calizas y dolomías) aflorantes principalmente en los cordones de la sierra Chica de Zonda (Precordillera Oriental) (Bordonaro, 1980); sedimentitas devónicas, principalmente metagrauvascas, metacuarcitas y lutitas en la sierra Alta de Zonda (Precordillera Central); depósitos continentales del Carbonífero superior y sedimentitas neógenas con conglomerados, areniscas y arcilitas. En la depresión tectónica de Zonda, los depósitos cuaternarios están representado por conos coluviales, conos de talud y abanicos aluviales que conforman los piedemontes procedentes de Precordillera Oriental y de Precordillera Central y por el mega-abanico proglacial pleistoceno del río San Juan (Suvires, 2009).

El área de interés se ubica al pie del sistema de fallamiento regional Villicum-Zonda (VZ) en el límite occidental de Precordillera Oriental (Figuras 1 y 2). La región se encuentra bajo la influencia de la subducción subhorizontal de la placa de Nazca por debajo de la Sudamericana (Alvarado *et al.*, 2007, 2009). Esto origina la migración hacia el este del frente orogénico, con ausencia de volcanismo actual, elevada sismicidad de intraplaca y numerosas evidencias de actividad tectónica cuaternaria (Ramos *et al.*, 1986; Costa *et al.*, 2000). La subhorizontalización de la placa de Nazca se habría iniciado entre los 8 y 10 Ma (Jordan y Gardeweg, 1987; Kay *et al.*, 1991), y si bien se registran cuantiosos sismos a profundidades cercanas a los 100 km que delinean la posición de la placa y que se correlacionan con la subducción de la dorsal Juan Fernández (Alvarado

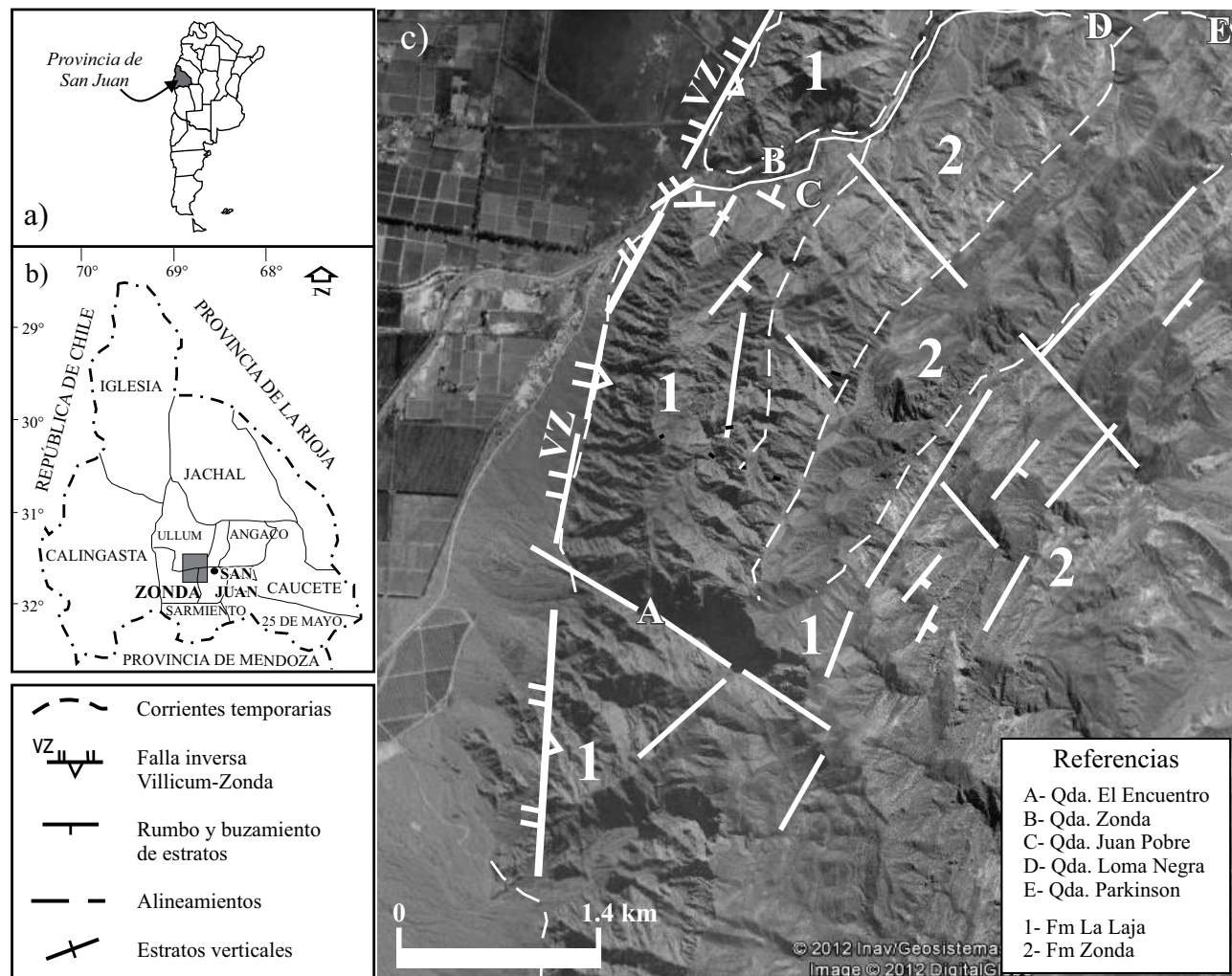


Figura 1. a y b: Ubicación del área de estudio en la Provincia de San Juan, Argentina. c: cuencas de drenaje y piedemonte de la ladera occidental de la sierra Chica de Zonda. Se identifican las quebradas principales de la sierra Chica de Zonda: El Encuentro (A), Zonda (B), Juan el Pobre (C), Loma Negra (D) y Parkinson (E). Hacia el este de la falla Villicum-Zonda (VZ) se encuentran calizas y dolomías del Paleozoico inferior de las formaciones La Laja (1) y Zonda (2) (Bordonaro, 1983).

et al., 2007, 2009), los principales terremotos destructivos se ubicaron a profundidades menores y están relacionados con las estructuras que deforman los depósitos cuaternarios. La falla regional Villicum-Zonda (VZ), que limita el borde occidental de la sierra Chica de Zonda, es una falla profunda que involucra al basamento y lo eleva cerca de la superficie (Gardini, 1993). Por su parte Smalley (1988) registra la actividad sísmica indicando que los hipocentros se ubican a profundidades variables entre 20 y 30 km. Ruzicky de Berenstein *et al.* (1989) asocian a este sistema varios sismos con magnitudes (M_s) superiores a 5, algunos de ellos profundos y otros superficiales. Estos autores indican uno ocurrido en febrero de 1978 con $M_s = 5.7$ a una profundidad de 19 km. La actividad del sistema está registrada en datos del Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES-San Juan), analizados por Castano (1993), quién vincula el epicentro del terremoto del 11 de Junio de 1952, de magnitud $M_s = 7.0$, con este sistema. Todo ello sumado al alto ángulo

de la falla (70° E), su persistencia longitudinal en más de 200 km, indicarían que el basamento de la Precordillera Oriental es mecánicamente activo y que la falla Villicum-Zonda (VZ) es profunda afectando al basamento y elevándolo cerca de la superficie. Según Bastías (1986) este sistema de fallamiento posee un rango de levantamiento de 0.6 mm/año. En la región de la Figura 2 se han incorporado dos epicentros vinculados al fallamiento de Precordillera Oriental con magnitudes superiores a cinco (datos sísmicos del INPRES, 2006).

METODOLOGÍA

El análisis geomorfológico comprendió tareas de gabinete y de campo, éstas últimas realizadas en verano (noviembre) y en invierno (junio). Se utilizaron productos satelitales (Landsat y Google Earth, 2010) y fotografías

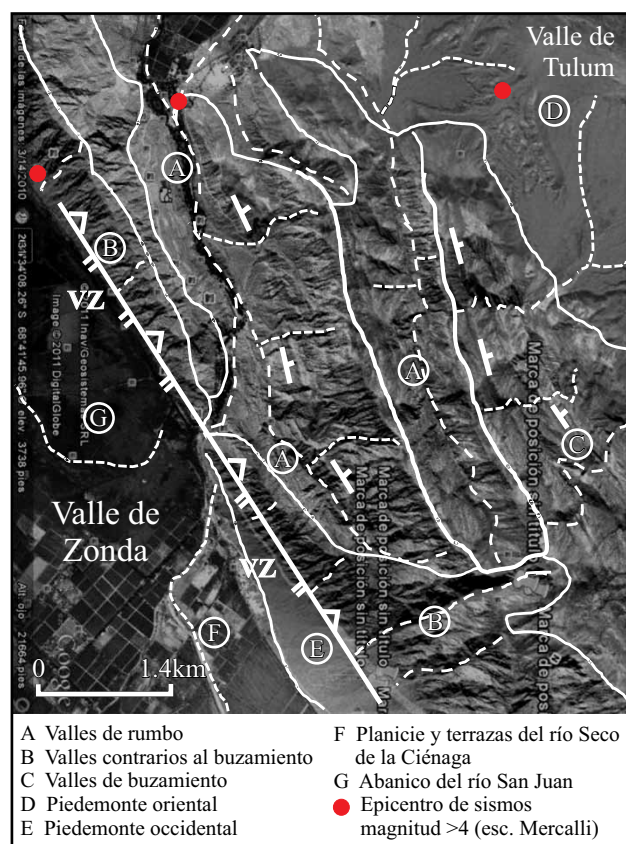


Figura 2. Relieve de la sierra Chica de Zonda limitado al oeste por el valle de Zonda y al este por el valle de Tulum. Se observan los valles en relieves homoclinales paralelos al rumbo de la estratificación y opuestos al buzamiento de los estratos. La quebrada de Zonda (A) es el antiguo cauce del río San Juan que corta y traspasa la sierra conectando un valle con el otro. Los círculos rojos corresponden a epicentros de sismos de $M_s > 5$ vinculados al sistema de fallamiento de Precordillera Oriental. VZ: Falla Villicum-Zonda.

aéreas pancromáticas a escala 1:50,000, para la elaboración de la cartografía geomorfológica y el análisis de los modelos de abanicos aluviales (Figura 3). Los trabajos de campo consistieron en el reconocimiento de los relieves y sus depósitos. Los relieves a escala de detalle existentes en estructuras plegadas homoclinales, fueron separados y fotografiados en campo, utilizando como referencia la clasificación de Viers (1983) en crestones, cuestras y *hog-backs* según el grado de buzamiento de los estratos (Figuras 4, 5, 6 y 7). Las corrientes locales del drenaje temporario instaladas sobre la estratificación carbonática cambro-ordovícica de la sierra Chica de Zonda fueron clasificadas siguiendo la denominación de corrientes en series monoclinales de Ollier (1984), tal como se observa en las Figuras 2 y 7. Se distinguieron en consecuencia corrientes de valles en dirección o de rumbo, corrientes de valles de buzamiento y corrientes de valles contrarias al buzamiento. Las unidades geomorfológicas que fueron reconocidas y clasificadas en el piedemonte de interés van desde abanicos aluviales con canales ocupados con lóbulos de tamiz (Blair and Mc

Pherson, 1994) hasta conos de talud (Figura 3).

Asimismo, se efectuó un análisis morfométrico aplicando la ecuación de Harvey (1997) a las áreas de drenaje de la cuenca y de abanicos aluviales. Este último autor expresa que el área de un abanico (Aa) se relaciona directamente con el área de la cuenca (Ac) a través de un coeficiente c que puede variar entre ~ 0.1 y ~ 2.1 . En este trabajo se aplicó dicha ecuación para estadios a tiempos t_1 y t_2 , correspondiendo t_1 a un tiempo inicial de la evolución del relieve en las áreas de cuenca y cuando las divisorias de agua estaban más próximas a las bocas de las quebradas y al paso de la falla VZ; mientras que t_2 corresponde a las áreas de cuenca y abanicos actuales. Se apreció claramente que la evolución del relieve cuaternario, acentuado por las desnivelaciones topográficas, producto de la actividad tectónica regional y local, influyó en que las áreas de cuenca (Ac) aumentaran significativamente en relación con las de abanicos (Aa) (Figuras 8a y 8b). Las diferencias entre las rectas obtenidas en las figuras señaladas, indican claramente que el valor de la constante en esta ecuación cambia con la evolución del relieve. Estos resultados colaboraron en la interpretación y aporte brindado en las Figuras 9a y 9b, que grafican un piedemonte afectado por un fallamiento inverso que favorece el levantamiento del área montañosa, la erosión retrocedente en cabeceras y aumento en el área de las cuencas; en contraposición son el área de acumulación que mantiene su superficie pero aumenta la carga y volumen sedimentario,

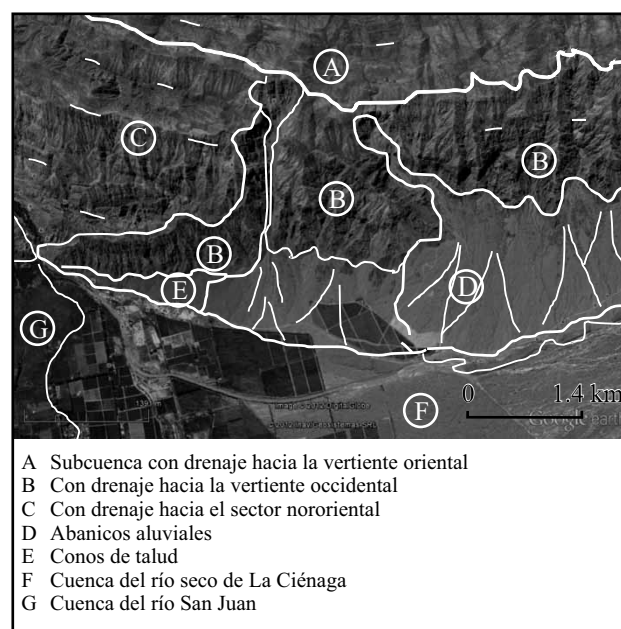


Figura 3. Vista hacia el este de la ladera occidental de la sierra Chica de Zonda. Se aprecian los distintos drenajes de las subcuencas en los relieves plegado y homoclinales serranos. La divisoria de agua principal separa los drenajes hacia la vertiente oriental (A) de la occidental (B, D, E). La subcuenca C drena hacia el NE a la qda de Zonda. El nivel de base local corresponde a las terrazas y la planicie aluvial del río Seco de la Ciénaga (F), de carácter temporario y que drena hasta la boca de la qda de Zonda.

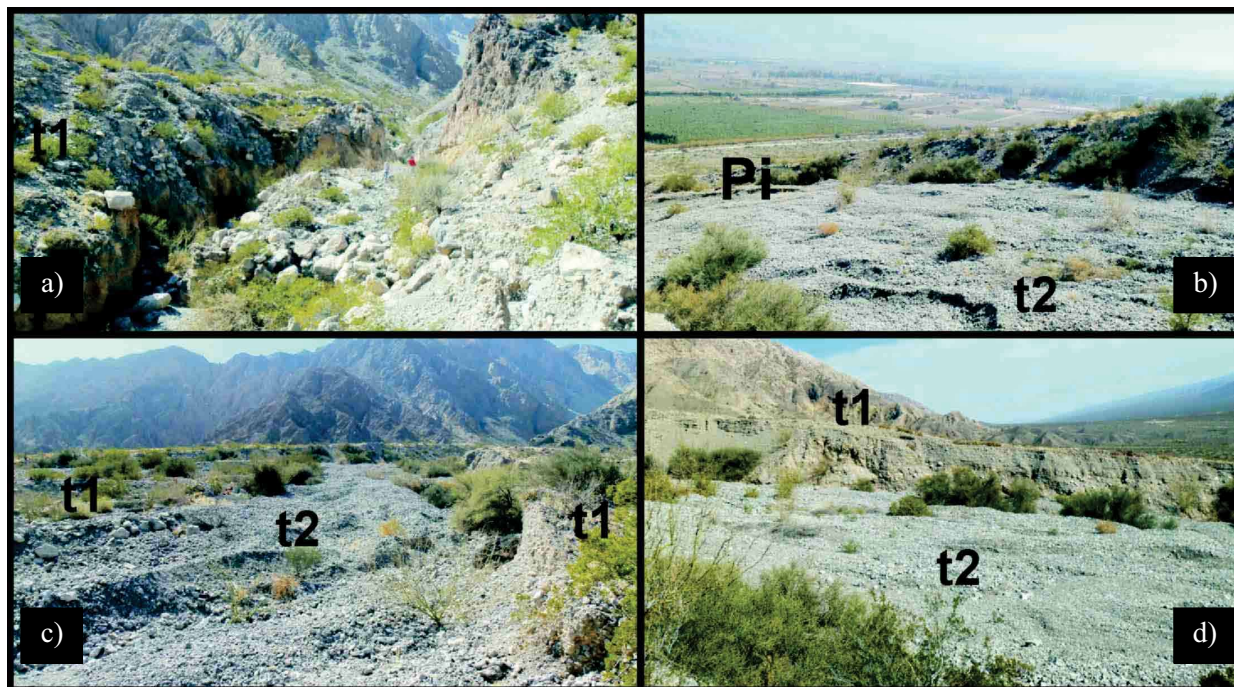


Figura 4. Vista hacia el este del piedemonte occidental de la sierra Chica de Zonda. En (a) se observa el punto de inflexión (*knick*) regional coincidente con el paso de la falla Villicum Zonda que favorece el levantamiento del área serrana. El desagüe del canal proveniente del área de alimentación de la cuenca está atrincherado. Hacia la izquierda se observa el nivel superior de abanico (t1) abandonado. En la foto (b) se observa con claridad el Punto de intersección (Pi) de los abanicos donde los lóbulos de los canales activos (t2) desbordan parte de su carga sobreimponiéndose a aluviones antiguos. En (c) vista frontal de los lóbulos de tamiz activos (t2) canalizados dentro de los depósitos de abanico del primer segmento (t1); d) vista hacia el sur del piedemonte, donde se observan los depósitos elevados y abandonados del primer segmento de abanicos (t1), hacia el frente se aprecian las formas lobuladas de transporte en los canales (t2).

ante la ausencia o escasa exportación de materiales hacia afuera del sistema.

ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

En el territorio sanjuanino la mayoría de los piedemontes son largas fajas pedemontanas de dirección meridional que acompañan a los sistemas serranos precordilleranos. El sistema de fallamiento inverso de Villicum Zonda, borde oeste de Precordillera Oriental, genera piedemontes asimétricos en ambos flancos, siendo el occidental de menor desarrollo y mayor pendiente que el oriental. Las unidades geomorfológicas delimitadas en el piedemonte occidental de la sierra Chica de Zonda van desde abanicos aluviales, canales actuales y activos ocupados con lóbulos de tamiz hasta abanicos aterrazados (Figuras 3, 4 y 5).

Sierra Chica de Zonda

La sierra Chica de Zonda, es un relieve montañoso con altura promedio 1800 m, perteneciente a la Precordillera Oriental. Esta unidad montañosa está constituida por sierras menores de rumbo submeridional con relieves de estructuras homoclinales y plegados en forma de grandes anticlinales

asimétricos al oeste, con ejes paralelos a los ejes de los cordones montañosos que la integran. Los planos axiales de estos anticlinales se inclinan al este con alto ángulo, en tanto que en la mayoría de los casos los flancos occidentales se presentan verticales, rebatidos o están suprimidos por fallas inversas de alto ángulo y rumbo predominantemente norte-sur, constituyendo el límite occidental de la Precordillera Oriental. En el sector de interés, el área montañosa o áreas de cuencas (Ac) se desarrollan entre los 1900 metros y los 960 metros, entre afloramientos de calizas del Cámbrico inferior-medio, interrumpidas por escamas carbonáticas del Ordovícico (Bordonaro, 1980), y con buzamientos variables que oscilan entre 70° E-SE a verticales. Por su parte, el área de acumulación de los depósitos de abanicos (Aa) aluviales cuaternarios se extiende entre los 960 metros y los 750 m s.n.m (Figura 2). La geología local, en las cercanías de la quebrada de Zonda, está compuesta por una secuencia cámbrica fosilífera marina (Bordonaro, 1983) de calizas, margas, lutitas y cuarcitas. Los términos más antiguos aflorantes en la región están datados por el contenido fosilífero del Cámbrico inferior, constituyendo la base de los 2500 m de carbonatos de plataforma cambro-ordovícica de las Formaciones La Laja, Zonda, La Flecha y San Juan (Gardini, 1993) (Figura 1). En el área, los afloramientos de la Fm. La Laja ocupan la mayor extensión con una variedad de relieves locales



Figura 5. Vista regional del piedemonte occidental con dos modelos de abanicos que corresponden a segmentos antiguos (1) y modernos (2) de abanicos telescópicos; 3: lóbulos en canales activos que cubren parcialmente a segmentos 1 o 2. C: sectores cultivados con viñedos. R: afloramientos rocosos; T: conos de talud o de derrubios.

de estructuras plegadas y monoclinales, detalladas más adelante (Figuras 1 y 2).

Relieve en estructuras plegadas y adaptación de las corrientes

El análisis del relieve de la sierra Chica de Zonda muestra una gran diversidad de relieves en estructuras plegadas a escala local. La alternancia de estratos de caliza y marga conduce a distintas combinaciones de relieves diferenciales erosivos y de relieves monoclinales, entre los que pueden ser diferenciados desde crestones y cuestras, *hogbacks* hasta barras (Figuras 2, 6 y 7), en la terminología de Viers (1983). Transversalmente al rumbo de la sierra y al sur de la quebrada de Zonda, la estratificación tiene un buzamiento general hacia el ESE con un relieve monoclinal asimétrico, limitado hacia el oeste por la falla de Zonda (Figura 7). Los diferentes buzamientos de los estratos han

favorecido el desarrollo de relieves de cuestras (1–10°) y crestones (10–30°) en la quebrada de Zonda. Relieves de *hogbacks* y barras se observan en la cercanía al frente tectónico de la falla Villicum-Zonda y en la margen derecha de la quebrada de Zonda. Esta megatrazada tiene un rol importante en la formación local y regional del relieve (Figuras 2 y 7). En la quebrada El Encuentro, opuesta al buzamiento, y en la quebrada Juan Pobre la disposición de los estratos forma relieves *hogback* (30°–70°) y barras (70°–90°) (Figura 7). La litología de calizas altamente tectonizadas, con diaclasamiento y alto grado de intemperización, interestratificadas con brechas tectónicas de matriz calcárea, facilitan los procesos de disolución (kárstica), erosión diferencial, cavernas, huecos, caídas de bloques y de fragmentos (Figuras 7a-7d). Asimismo, las corrientes instaladas en este relieve sedimentario carbonático paleozoico, están controladas por el rumbo y el buzamiento de los estratos. Tales son los casos de las quebradas Zonda (Z), Juan Pobre (JP) y Parkinson (P), ubicadas con rumbos NNE-SSO. Estas corrientes principales tienen 6.5 a 8 km de longitud. Son valles en dirección de rumbo en el concepto de la clasificación de Ollier (1984). Por su parte, las corrientes que drenan la ladera occidental de la sierra son valles contrarios al buzamiento, como la cuenca de la quebrada El Encuentro (EE). Esta última se desarrolla en posición perpendicular a la de JP y de P; esta ubicación propicia el desencadenamiento de procesos de captura laterales entre estas cuencas adyacentes (Figuras 2 y 6).

Abanicos aluviales

Factores de formación y características

Los abanicos aluviales en regiones áridas generalmente son atribuidos a la condición climática según Bull (1964, 1977). Los sedimentos originados por distintos procesos erosivos en las áreas de aporte de las cuencas (Ac) se depositan en las porciones topográficamente bajas o también conocidas como áreas de acumulación (Aa) en diversas formas agradacionales de conos de talud, abanicos aluviales, lóbulos de tamiz y terrazas, entre otras. El ambiente de piedemonte se caracteriza por el tamaño grueso de sus depósitos, la composición inmadura de los clastos, elevadas tasas de sedimentación y alta energía de las corrientes que transportan los sedimentos (Bluck, 1964; Suriano y Limarino, 2006, 2009). Los abanicos aluviales son unidades de relieve integrantes de los piedemontes que son considerados como sistemas de transferencia de materiales erosionados y transportados desde las áreas montañosas hacia cuencas adyacentes (Graff, 1988). Son elementos del relieve comunes en ambientes con condiciones climáticas diferentes. Su creación es el resultado de una compleja interacción de clima y tectónica, explicada por medio de las características topográficas y la geología e hidrología de la cuenca, por procesos de erosión y depósito (Petts and Foster, 1985; Morisawa, 1985; Harvey, 1989, 1997). Harvey



Figura 6. Elementos de relieve y procesos existentes en el área de cuenca (Ac); a) agujas de erosión retrocedente activas en divisoria de agua principal; b) conos de talud, caídas de detritos y procesos de remoción en masa aguas arriba de Ac; c) disolución diferencial interestratal e incipiente formación de desfiladeros verticales y de futuros valles de rumbo; d) cavernas y huecos de disolución a la base de los estratos de caliza interestratificados con brechas carbonáticas.

et al. (2005) coinciden en considerar que los controles topográficos, climáticos y geológicos son importantes desde el punto de vista de los procesos hidráulicos que actúan en los abanicos en relación con la competencia del transporte. El piedemonte resulta ser un área más compleja que lo corrientemente se espera, integrado por unidades morfoestratigráficas (Suriano y Limarino, 2006, 2009). Hooke (1972) Beer *et al.* (1990), Colombo (1992) y Harvey *et al.* (2005), sostienen que la proporción de material suministrado y que controla el desarrollo y dinámica de un abanico responde a tres grupos de factores: el tectónico, los que controlan el aporte de agua y sedimentos al sistema del abanico (topográficos y geológicos, climáticos y vegetación) y finalmente aquellos que controlan el transporte de sedimentos a través del sistema del abanico. Los abanicos forman parte de una cuenca que debe ser analizada como un sistema, donde el conjunto de sus elementos se interrelacionan y conectan (Gómez Villar, 1996) y donde se intercambia energía y la materia se moviliza. Un tipo de sedimentación característico de los abanicos aluviales son los depósitos o

lóbulos de tamiz (*sieve lobe*) señalados como depósitos que se acumulan en una zona en la que el flujo pierde la capacidad de transportar la carga, normalmente en el *punto de intersección* (Hooke, 1967; Wasson, 1974, 1978) y donde el flujo corre completamente en un substrato permeable. Por su parte, Milana (2010) considera que los lóbulos de tamiz son flujos de detritos que ocurren en distintas regiones, algunas desérticas, y los atribuye a infiltración rápida y pérdida del líquido del flujo. Estos lóbulos presentan un lóbulo de material fino en la parte inicial del canal y un frente del lóbulo con material grueso en la distal (Hooke, 1967)

Unidades geomorfológicas

El análisis fotogeológico y los apoyos de campo permitieron obtener la Figura 3 que muestra el piedemonte occidental, con una pendiente promedio de 20%, integrado por sectores de depósito (A, B, C, D y E) relacionados con la disponibilidad espacial de acomodación y con la dirección

del drenaje (Suvires *et al.*, 2012). En la ladera occidental de la sierra Chica de Zonda se observan los distintos drenajes (Figura 3) y se deduce la escasa competencia del sistema hídrico para desaguar en el sistema de drenaje regional del río Seco de la Ciénaga (F) y del río San Juan (G). El río Seco de la Ciénaga es un arroyo temporario que recibe aportes de precipitaciones pluviales y alguna néveas de la Precordillera central; corre de sur a norte hasta confluir con la porción distal del mega-abanico antiguo del río San Juan en la cercanía de la boca de la quebrada de Zonda. La unidad (E) en la Figura 3 corresponde mayoritariamente a conos de talud, ante la ausencia de un espacio de acomodación adecuado para su desarrollo, influido por la alta pendiente del piedemonte en ese sector. Estos conos de talud con-

tienen depósitos de brechas sin matriz, clasto soportadas, imbricadas y planares. Hacia la parte central de la Figura 3, el espacio de acomodación aumenta y en consecuencia en el sector ocupado por la unidad D se desarrollan distintos niveles de abanicos aluviales que terminan en las terrazas antiguas y abandonadas del río Seco de la Ciénaga. Los abanicos están constituidos por depósitos de brechas sin matriz, clasto soportadas, macizas e imbricadas, y de brechas clasto soportadas y macizas, característicos de flujos hiperconcentrados cohesivos y de flujos fluidos. Los depósitos de abanicos aluviales (Figuras 3, 4 y 5) se disponen en distintos niveles o segmentos desde el punto de inflexión (*knick*) regional; los más elevados son los más antiguos y éstos son sucedidos aguas abajo por otros de menor altura y

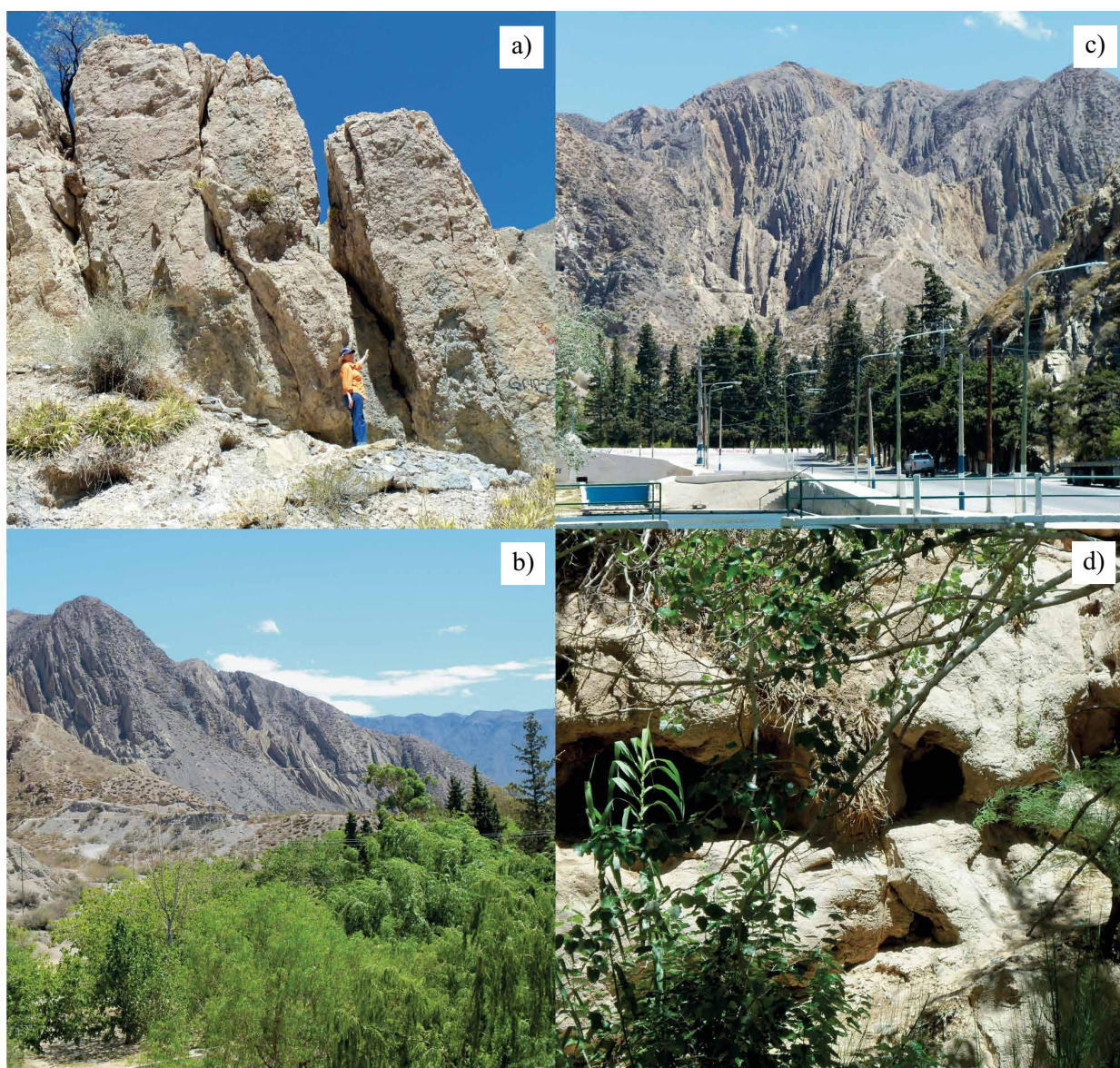


Figura 7. Relieves homoclinales y plegados de la quebrada de Zonda. a: Relieves de barras en estratos casi verticales de calizas con intenso diaclasamiento; b: vista hacia el oeste desde de la quebrada de Zonda. Se aprecian las piscinas públicas del balneario de Zonda; c: relieves de *hogback* y barras en proximidades a la quebrada Juan Pobre; d: huecos y pequeñas cavernas de disolución interestratal existente a lo largo de la quebrada de Zonda.

menor edad, dispuestos en forma telescópica o segmentada (unidades 1 y 2 en Figura 5). Los abanicos aluviales segmentados o telescópicos sensu stricto según Colombo (2005) pueden obedecer a cambios en los factores locales tal como el tectónico. Suvires y Pittaluga (2011) mediante ensayos y modelos de laboratorio demuestran que flujos con distintas densidades y contenidos en la relación material sólido versus agua, favorecen la formación de distintos segmentos de abanicos, sin participación de la tectónica. En el área, los depósitos de abanico del primer nivel (tal como se observa en las Figuras 4a-4d) están integrados por brechas matriz soportadas y macizas, propias de flujos hiperconcentrados cohesivos, mientras que los depósitos de edad intermedia ubicados en cotas más bajas diagnostican flujos más fluidos con brechas clasto soportadas e imbricadas. Ambos segmentos son interrumpidos por un canal principal activo que desciende desde la boca de la quebrada y está conectado con el área de cuenca. La abundante carga detrítica existente en los canales forma lóbulos denominados lóbulos de tamiz (Figura 5). Estas cargas detríticas son movilizadas tanto por agentes gravitacionales como por precipitaciones estivales, violentas y de corta duración. El fluido se infiltra rápidamente y la carga sólida se deposita violentamente, sin mayor selección, tal como se aprecia en la Figura 4. Los lóbulos descienden aguas abajo a través de los canales, llegando en las partes distales a cubrir capas aluviales antiguas y erosionadas. En la porción proximal a media de este piedemonte de alta pendiente, cuando los lóbulos con su alta carga detrítica superan o al menos igualan la altura de los bordes de la terraza confinante, en el punto de intersección entre lóbulo y abanico su carga se desborda y deposita sobre capas aluviales antiguas. Esto ofrece un modelo de depósitos jóvenes sobreimpuestos a antiguos aún en las porciones proximales-medias de los abanicos. Este modelo, según la autora sería favorecido por una mayor pendiente presente en las porciones proximales-medias de los abanicos, así como por la existencia de barrancos de erosión retrocedente que intentan o logran capturar al canal activo. En las porciones distales de los abanicos, algunos de estos barrancos retroceden y progresan aguas arriba hasta aproximarse o alcanzar el canal activo. De este modo, la dinámica de los procesos favorece que la carga de los lóbulos se desvíe del canal a otras partes del abanico, de acuerdo con Denny (1967) y Gutiérrez-Elorza (2001, 2008). Algunos factores, tales como cambios en el confinamiento de las corrientes, suministro continuo y abundante desde las áreas de aporte y ausencia de procesos efectivos para remover los depósitos, entre otros, pueden determinar la formación de abanicos según Hooke (1967) y Wasson (1978). En la Figura 4b se observa el sitio identificado como Pi, donde el lóbulo desborda su carga sobre depósitos circunvecinos más antiguos. En este relieve se observa entonces una evolución en los relieves aluviales pasando de un modelo primigenio telescópico a uno actual de parcial sobreimposición. La ubicación de los lóbulos, efectuada en el área mediante observaciones de campo, corresponde a las porciones media a proximal, a

diferencia de lo señalado por Gutiérrez-Elorza (2008), quién los identifica en las porciones media-distal del abanico.

Características que influyen en la provisión de materiales para la formación de lóbulos.

Diferentes procesos que tienen lugar a escala de micrositio facilitan el desprendimiento de sedimentos para constituir los flujos de detritos (*debris flows*) de los lóbulos. Varios de ellos fueron observables tan solo en el campo por la escala de detalle. De tal modo que a lo largo de las quebradas recorridas, el relieve estratificado, plegado y homoclinal en rocas solubles; la presencia de corrientes temporarias controladas por el buzamiento de la estratificación local; numerosos rasgos y evidencias de disolución, y la frecuencia de capturas entre líneas divisorias de cuencas laterales y aguas arriba, son las acciones y procesos primarios para la formación de estos lóbulos detríticos.

Análisis morfométrico y aplicación de la ecuación de Harvey

La cuenca EE, ubicada a 2.5 km al sur de la quebrada de Zonda, posee sus nacientes en las estribaciones serranas de Chica de Zonda, tiene una longitud actual de 3.8 km (Figuras 2 y 3). La divisoria de agua principal de esta cuenca presenta agujas de erosión retrocedente activas, en forma de V, que favorecen el alargamiento de la cuenca, mientras que sus laderas son ensanchadas por erosión lateral coadyuvada por procesos de derrumbes, caídas de detritos y bloques y estratos de calizas verticales, tal como se observa en las Figuras 6a y 7. El área de acumulación de esta cuenca presenta como geoforma principal un abanico con dos niveles de depósito: el superior es antiguo, inactivo (t_1 en Figura 4), abandonado, y en su parte superior contiene rodados cubiertos con pátinas y barniz del desierto. Algunos rasgos de iluviación pedogenética carbonática también se presentan. La vegetación es xerófila con dominio de *Bromeliáceas* sp. (Suvires *et al.*, 2012). Por otro lado, el segundo nivel (t_2 , Figura 4) es moderno, activo, no hay evidencias de pedogénesis ni presencia de barniz en la superficie de los clastos y sin selección. Posee una litofacies de brechas clasto soportadas (Bcl) y la vegetación presente es de *Bulnesia retamo* sp. El aspecto morfométrico disímil observado entre las áreas de alimentación de la cuenca y la de acumulación de abanicos condujo a la aplicación de la ecuación de Harvey $Aa = c \cdot Ac^n$ (Bull, 1977; Harvey, 1989, 1997; Harvey *et al.*, 2005) para observar la evolución del relieve entre las partes de una cuenca. Para ello se estableció un intervalo de tiempo fijado arbitrariamente como t_1 y t_2 , correspondiente a un estadio inicial y final de la evolución cuaternaria, respectivamente. Se idealizó la forma de la cuenca y la de abanicos en el t_1 tomando en cuenta la primera divisoria de agua traspasada por la erosión retrocedente en su evolución cuaternaria, dando la forma observable en la parte izquierda de la Figura 8a. Mientras que t_2 corresponde a la morfometría actual de cuencas y abanicos (parte derecha de Figura 8a). La aplicación de la ecuación en ambos

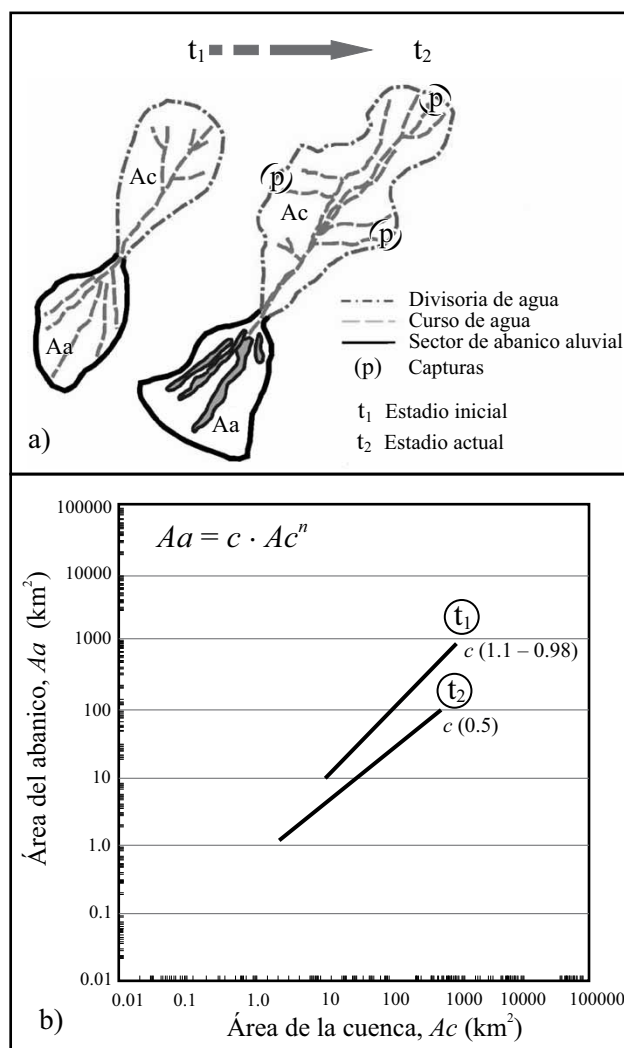


Figura 8. Aplicación de la Ecuación de Harvey para dos momentos de evolución del relieve de la cuenca. En (a) se reconstruye el relieve de cuencas de drenaje y abanicos aluviales en dos estadios, t_1 inicial y t_2 actual. Se aprecia la disparidad en el crecimiento de las áreas de cuenca (Ac) y las de abanicos (Aa) entre t_1 y t_2 . Se observa que en t_1 las áreas mantenían una simetría, mientras que en t_2 , Ac aumentó con relación a Aa . El aumento de la superficie de Ac se debe en parte a capturas (p) entre cuencas adyacentes. b) representación gráfica de la ecuación de Harvey para los dos tiempos (t_1 y t_2) en la evolución del relieve. En t_1 , la ecuación muestra una línea con un coeficiente c próximo a 1, mientras que en el tiempo t_2 , la línea resultante indica una disminución del área de abanico o un aumento en el área de cuenca, con un valor de c menor o igual a 0.5.

relieves produce en consecuencia las rectas observables en la Figura 8b. En t_1 , el área de acumulación (Aa) y el área de cuencas (Ac) tuvieron valores muy similares, con valores variables del coeficiente c entre 1.1 a 0.98. En la actualidad, t_2 , la relación se modificó, la línea muestra una pendiente que señala claramente el aumento en Ac y no de Aa , con un coeficiente c menor a 0.5. Si bien el sector de acumulación de abanicos no muestra un aumento en la superficie entre t_1 y t_2 , es fácil suponer que las cargas detríticas exportadas desde el Ac están contenidas en Aa .

De allí se desprende que este piedemonte tectónico es un gran reservorio clástico tal como se demuestra en la Figura 9. Estas figuras intentan poner de manifiesto que aquellos piedemontes vinculados a sistemas de fallas compresivos e inversos, como el de la falla VZ, y además sujeto a condiciones hídricas de extrema aridez, evolucionan en el tiempo hasta transformarse en sectores de alta carga aluvial. Estos resultados e interpretaciones pueden extrapolarse a otras piedemontes adyacentes a montañas bajo descargas erosivas (Figura 9b). Los factores locales de sismicidad por un lado y por otro las mínimas precipitaciones pluviales estivales, contribuyen a que las cargas detríticas en los canales sean abundantes y no exista exportación del sistema pedemontano.

DISCUSIÓN

Si bien no es discutible el origen de la formación de lóbulos activos atribuidos a flujos de agua estacionales y a una rápida pérdida de agua por infiltración (Krainer, 1988; Gómez Villar, 1996; Gutiérrez-Elorza, 2001; Milana, 2010), se han identificado en el área de estudio varios procesos a nivel de micrositos como la disolución y erosión que colaboran en la producción de la materia prima de los lóbulos. Aquí, los procesos de disolución diferencial se inician en materiales brechosos con cemento carbonático y a la base de los relieves de crestas y *hogbacks* (Figuras 6 y 7). En varias de las quebradas de la región estudiada, el relieve comienza en microrelieves de pequeñas oquedades, algunas conectadas, y cavernas hasta evolucionar en la formación de desfiladeros y quebradas angostas. Hooke (1967) localiza los lóbulos de tamiz en las zonas media y distal de los abanicos, mientras que Gutiérrez-Elorza (2008) y Milana (2010) lo hacen en las porciones proximales de laderas y medias de abanicos. En el piedemonte tectónico de la sierra Chica de Zonda el mayor número de lóbulos ocupa la porción media. Asimismo, Kostaschuk *et al.* (1986), Hooke (1967, 1968, 1972) analizan las relaciones existentes entre Ac y Aa , y expresan que éstas difieren según los ambientes climáticos en que se encuentren. No obstante, y tal como se ha observado anteriormente, el cambio de estas relaciones a través del tiempo no estaría vinculado a cambios climáticos, sino a la actividad tectónica compresiva y regional. El arriesmo del sistema de drenaje en el piedemonte occidental, las desnivelaciones topográficas de las áreas serrana y de acumulación a través de la falla VZ, reactivan la erosión y transporte en las áreas elevadas o Ac mientras que en las áreas Aa ante la ausencia de exportación de materiales del sistema se acumulan pesadas y grandes cargas sedimentarias. Este piedemonte ubicado al pie del sistema de fallamiento inverso de VZ, producto de esfuerzos compresivos andinos occidentales y pampeanos orientales, es un reservorio clástico importante, susceptible de ser retransportado y redepositado ante potenciales cambios en las condiciones alocíclicas, en acuerdo con Suriano y Limarino (2006).

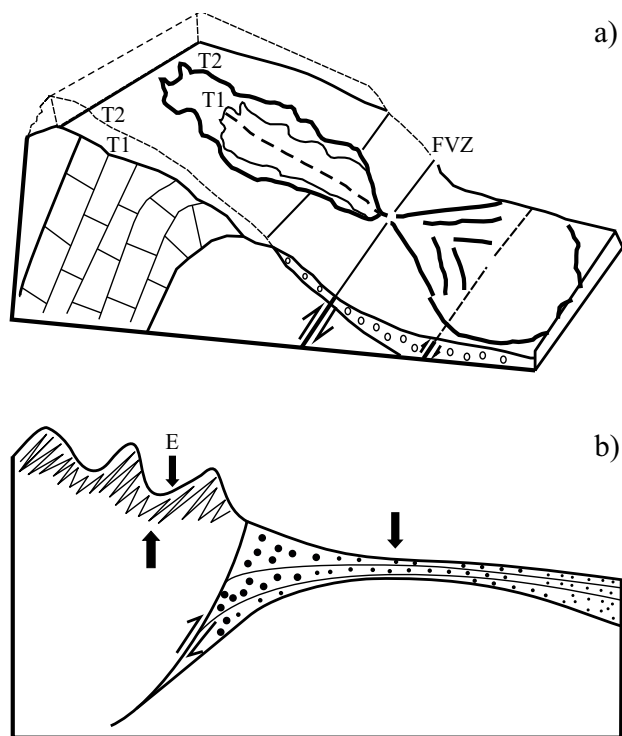


Figura 9. Esquema interpretativo de la evolución del piedemonte tectónico y las cuencas afectadas por el fallamiento inverso Villicum-Zonda (FVZ). a: Evolución del relieve de la cuenca a partir de la FVZ. El bloque serrano se eleva y el área de acumulación pedemontana desciende, dando lugar a continuos procesos de erosión, transporte y depósito. El área de acumulación mantiene aproximadamente sus dimensiones originales mientras que el área de alimentación aumenta entre t_1 y t_2 . b: Contraste esquemático de la elevación y descarga por erosión del área montañosa (izquierda de la falla) en relación con el área de subsidencia, donde la alta carga sedimentaria aluvial convierte a este piedemonte tectónico en un gran reservorio clástico.

CONCLUSIONES

Las distintas unidades geomorfológicas reconocidas en el área son conos de talud, abanicos aluviales telescópicos, depósitos de abanicos sobreimpuestos, y lóbulos de tamiz en canales activos y actuales. La evolución durante el Cuaternario del relieve del piedemonte occidental de la sierra Chica de Zonda, sometido a esfuerzos compresivos andinos y pampeanos, se expresa en la presencia de al menos dos modelos de abanicos aluviales: telescópicos primigenios o antiguos y depósitos aluviales sobreimpuestos actuales. Estos abanicos aluviales desarrollados a la base de frentes tectónicos inversos están controlados por factores locales y regionales asociados con la activa sismicidad y con oscilaciones climáticas ocurridas en el Cuaternario. Estas unidades geomorfológicas están constituidas por diferentes depósitos, de este modo los conos de talud están dominados por depósitos de brechas clasto soportadas, mientras que los abanicos aluviales por depósitos de brechas clasto soportadas macizas y estructura gradada, y finalmente los depósitos de canal con flujos lobulados de brechas macizas clasto soportadas,

resultantes de flujos hiperconcentrados de materiales. Los resultados del análisis morfométrico y aplicación de la ecuación de Harvey (1997) a dos estadios diferentes de la evolución del relieve de las cuencas, muestra la variación de los valores del coeficiente c a lo largo del tiempo. Las desnivelaciones topográficas entre el área de cuenca y área de acumulación provocados por la falla Villicum-Zonda y los concomitantes reajustes entre erosión y sedimentación facilitaron la evolución del relieve y formación de modelos aluviales. Por otra parte, en la actualidad, la disminución de precipitaciones en los cordones serranos hace que el sistema de drenaje sea incompetente para transportar materiales hacia afuera del sistema pedemontano. De allí que el piedemonte sea en la actualidad un gran reservorio clástico aluvial, dispuesto a ser removido ante potenciales cambios alocíclicos. Las características geológicas locales de la sierra Chica de Zonda, tales como: interestratificación de calizas paleozoicas con brechas carbonáticas, relieves debilitados por plegamiento y posiciones homoclinales, alto diaclasamiento, corrientes temporarias ubicadas en valles de rumbo y de buzamiento, facilitan los procesos de disolución que forman desfiladeros y quebradas secundarias y procesos de captura de cuencas, entre otros, culminando en una provisión abundante de material sedimentario listo a ser transportado aguas abajo y conformar lóbulos.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a los dos árbitros intervinientes, entre ellos al Dr. Ronald Spelz, por las observaciones que permitieron mejorar el trabajo. Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas de Argentina (CONICET) por los fondos para cubrir gastos de campaña mediante el proyecto PIP 45-2011 y P21/E-847-CICITCA de la Universidad Nacional de San Juan.

REFERENCIAS

- Alvarado, P., Beck, S., Zandt, G., 2007, Crustal structure of the South-Central Andes Cordillera and back-arc region from regional waveform modeling: *Geophysical Journal International*, 170, 858-875.
- Alvarado, P., Pardo, M., Gilbert, H., Miranda, S., Anderson, M., Saez, M., Beck, S., 2009, Flat slab subduction and crustal models for the seismically active Sierras Pampeanas region of Argentina, *en* Kay, S., Ramos, V., Dickinson, W. (eds.), *Backbone of the Americas: Shallow subduction, Plateau Uplift and Ridge and Terrane Collision*: Geological Society of America, 261-278.
- Bastias, H., 1986, Fallamiento cuaternario en la región sismotectónica de Precordillera: Universidad Nacional de San Juan, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Argentina, Tesis doctoral, 154 pp.
- Beer, J.A., Almendiger, R.W., Figueroa, D.E., Jordan, T.E., 1990, Seismic stratigraphy of Neogene Piggyback basin: *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74(8), 1183-1202.
- Blair, T.C., Mc Pherson, J.G., 1994, Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, and facies assemblages: *Journal of Sedimentary Research*, 64,

- 450-489.
- Bluck, B.J., 1964, Sedimentation of an alluvial fan in southern Nevada: *Journal Sedimentary Petrology*, 34, 395-400.
- Bordonaro, O., 1980, El Cámbrico en la quebrada de Zonda, provincia de San Juan: *Revista Asociación Geológica Argentina*, 35(1), 26-40.
- Bordonaro, O., 1983, El Cámbrico de la sierra Chica de Zonda, San Juan: San Juan, Argentina, Universidad Nacional de San Juan, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales Tesis de licenciatura, 110 pp.
- Bull, W.B., 1964, Geomorphology of segmented alluvial fans in Western Fresno Country, California: *United States Geological Survey, Professional Paper* 352-E, 89-125.
- Bull, W.B., 1977, The alluvial fan environment: *Progress in Physical Geography*, 1, 222-270.
- Castano, J.C., 1993, La verdadera dimensión del problema sísmico en la provincia de San Juan: *Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES)*, San Juan, 18, 1-46.
- Colombo, F., 1992, Abanicos aluviales, *en* Arche, A. (ed.), *Sedimentología*: Madrid, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), 143-219.
- Colombo, F., 2005, Abanicos aluviales telescópicos cuaternarios, *Andes argentinos*: *Geogaceta*, 38, 103-106.
- Costa, C., Machette, M., Dart, R., Bastias, H., Paredes, J., Perucca, L., Tello, G., Haller, K., 2000, Map and database of Quaternary faults and folds in Argentina: *United States Geological Survey, Open-File Report* 00-108, 75 pp.
- Denny, C.S., 1967, Fans and pediments: *American Journal of Science*, 265, 81-105.
- Flores, D., Suvires, G., 2012, Distribución y diversidad de hábitats en el humedal de la Reserva Natural Presidente Sarmiento, San Juan, Argentina: *Revista Mexicana de Biodiversidad*, 83, 194-200.
- Gardini, M., 1993, Estructura superficial y profunda del valle de Zonda, Precordillera de San Juan, *en* XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas, Mendoza, 10-5 de octubre: *Asociación Geológica Argentina, Instituto Argentino del Petróleo*, v. 3, 93-99.
- Gómez Villar, A., 1996, Abanicos aluviales: aportación tectónica a sus aspectos más significativos: *Cuaternario y Geomorfología*, 10(3-4), 77-124.
- Graff, N.L., 1988, *Fluvial processes in dryland rivers*: Berlín, Springer Verlag, Series in Physical Environment, 3, 346.
- Gutiérrez-Elorza, M., 2001, *Geomorfología Climática*: Barcelona, Ed. Omega, 642 pp.
- Gutiérrez-Elorza, M., 2008, *Geomorfología*: Madrid, Pearson Prentice Hall, 920 pp.
- Harvey, A.M., 1989, The occurrence and role of arid zone alluvial fans: *en* Thomas, D.S.G. (ed.), *Arid Zone Geomorphology*: John Wiley & Sons, 136-158.
- Harvey, A.M., 1997, The role of alluvial fans in arid zone fluvial systems: *en* Thomas D.S.G. (ed.), *Arid Zone Geomorphology*: John Wiley & Sons, Chichester, 231-259.
- Harvey, A.M., Mather, A.E., Stokes, M., 2005, Alluvial fans: *Geomorphology, Sedimentology Dynamics –Introduction. A review of alluvial-fan research*: Geological Society of London, Special Publication 251, 1-7.
- Hooke, R.L.B., 1967, Processes on arid region alluvial fans: *Journal of Geology*, 75, 438-460.
- Hooke, R.L.B., 1968, Steady state relationships on arid region alluvial fans in closed basins: *American Journal of Science*, 266, 609-629.
- Hooke, R.L.B., 1972, Geomorphic evidence for Late Wisconsin and Holocene tectonic deformation, Death Valley, California: *Geological Society of America Bulletin*, 83, 2073-2098.
- Instituto Nacional de Prevención sísmica (INPRES), 2006, Listado de terremotos históricos, catálogo, San Juan, <www.inpres.gov.ar>.
- Jordan, T., Gardeweg, M., 1987, Tectonic evolution of the late Cenozoic Central Andes, *en* Ben-Avraham, Z., (ed.), *Mesozoic and Cenozoic Evolution of the Pacific Margins*: Oxford University Press, 193-207.
- Kay, S., Mpodozis, C., Ramos, V., Munizaga, F., 1991, Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28° to 33° S), *en* Harmon, R.S., Rapela, C.W. (eds.), *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*: Geological Society of America Special Paper 265, 113-137.
- Kostaschuk, R.A., Macdonald, G.M., Putman, P.E., 1986, Depositional processes and alluvial fan-drainage basin morphometric relationships near Banff, Alberta, Canada: *Earth Surface Processes and Landforms*, 11, 471-484.
- Krainer, K., 1988, Sieve deposition on a small modern alluvial fan in the Lechtal Alps (Tyrol, Austria): *Zeitschrift für Geomorphologie*, 32(3), 289-298.
- Milana, J.P., 2010, The sieve lobe paradigm: observations of active deposition: *Geological Society of America*, 38(3), 207-210.
- Morisawa, M.E., 1985, *Rivers, form and process*: London, Longman House, *Geomorphology Texts*, 7, 220 pp.
- Ollier, C.D., 1984, *Weathering*: Londres, Longman, 270 pp.
- Petts, G., Foster, L., 1985, *Rivers and Landscapes*: Baltimore, Edward Arnold Publishers, 274 pp.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R., Mpodozis, C., Kay, S.M., Cortes, J.M., Palma, M., 1986, Paleozoic terranes of the Central Argentine - Chilean Andes: *Tectonics* 5, 855-880.
- Ruzycki de Berenstein, L., Paredes, J.D., Uliarte, E., 1989, Neotectónica e inversión de estructuras de Precordillera en la zona El Mocho, Dpto. Sarmiento, San Juan, *en* Actas de la Primera Reunión de Fallas Activas del Noroeste Argentino, San Juan, 68-71.
- Smalley, R.F., 1988, Two earthquakes studies: 1) seismicity of the Argentine foreland and 2) A renormalization group approach to earthquake mechanics: Ithaca, N.Y., Cornell University, Tesis doctoral, 174 pp.
- Suriano, J., Limarino, O., 2006, Modelo para la generación de valles incisos en cuencas intermontanas: controles climáticos y subsidencia, *en* 4° Congreso Latinoamericano de Geología y 11ª Reunión Argentina de Sedimentología, resúmenes, 218-219.
- Suriano, J., Limarino, O., 2009, Sedimentación pedemontana en las nacientes del río Jáchal y Pampa de Gualilán, Precordillera de San Juan: *Revista Asociación Geológica Argentina*, 65, 516-527.
- Suvires, G., 2009, Unidades geomorfológicas del río San Juan en la Depresión tectónica de Ullum-Zonda, Provincia de San Juan, Argentina, *en* Simposio Brasileiro do Estudo do Quaternario y IV Congreso Argentino de Geomorfología y Cuaternario, La Plata, 143-149.
- Suvires, G.M., Pittaluga, M. A., 2011, El modelo periglacial de los abanicos aluviales telescópicos: análisis en dos cuencas precordilleranas (31°51' S y 68°28' W): *Revista Brasileira de Geociências*, 41(3), 558-564.
- Suvires, G. M., Flores, D., Gamboa, L., Pittaluga, M. A., 2012, Amenazas de depósitos de laderas en ambientes áridos. La revegetación como acción preventiva (*Bromeliaceae Deuterocohnia longipetala* (Baker) Mez.): *Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y el Ambiente*, 29, 91-100.
- Viers, 1983, *Geomorfología: Elementos de Geografía*, Capítulo 13, Oikos-tau, 205-215.
- Wasson, R.J., 1974, Intersection point deposition on alluvial fans: an Australian example: *Geografiska Annaler*, 56, 83-92.
- Wasson, R.J., 1978, Sedimentation history of the Mundi alluvial fans, Western New South Wales: *Sedimentary Geology*, 22, 21-51.

Manuscrito recibido: Junio 16, 2012

Manuscrito corregido recibido: Marzo 29, 2013

Manuscrito aceptado: Abril 6, 2013