

Caracterización morfoestructural del piedemonte occidental de las sierras Chica y de Pajarillo-Copacabana entre la Cumbre y Las Lajas - provincia de Córdoba

Carlos A. BELTRAMONE

*Centro de Investigaciones Hídricas de la Región Semiárida. Ambrosio Olmos 1142. Córdoba.
E-mail: beltramone@punillanet.com.ar*

RESUMEN. El estudio de las características geomorfológicas, de la composición de las series detríticas y de la estructura, permiten precisar las características de la evolución morfoestructural plio-pleistocena del piedemonte occidental de las sierras Chica y de Pajarillo - Copacabana. Su evolución se remonta al Mesozoico tardío y Cenozoico como respuestas a diferentes eventos deformativos. El desarrollo morfosedimentario puede ser dividido en cuatro períodos de agradación pedemontana durante el Plio-Pleistoceno y en dos períodos de agradación fluvio-eólico acaecidos durante el Holoceno. Los abanicos aluviales fueron controlados por dos sistemas de fallas: uno de ellos de rumbo longitudinal N y NNO y otro oblicuo de rumbo NO. Otro sistema de rumbo E-O se desarrolló durante los períodos Plioceno y Pleistoceno.

Palabras clave: *Morfoestructura, Piedemonte, Sierra Chica, Sierra de Pajarillo-Copacabana, Córdoba*

ABSTRACT. *Morphostructural evolution of the western piedmont of Sierras Chica and Pajarillo-Copacabana, between La Cumbre and Las Lajas - Province of Córdoba.* The study of the geomorphology, the composition of the detrital series, and the structure, permitted to specify the characteristics of the Plio-Pleistocene morfoestructural evolution of the western piedmont of Sierra Chica and Pajarillo-Copacabana. Its evolution goes back to Late Mesozoic and Cenozoic times and results of diverse deformational events. As many as four Quaternary periods of piedmont fluvial aggradations (Plio-Pleistocene) and two Holocene periods of fluvio-aeolian aggradations are identified. The alluvial fans were controlled by two main fault sets; one of them longitudinal N and NNW trending, and the other oblique with a NW trend. Another E-W fault system took place during the Pliocene and Pleistocene periods.

Key words: *Morphostructural evolution, Piedmont, Sierra Chica and Sierra Pajarillo-Copacabana, Córdoba*

Introducción

El objetivo principal del presente trabajo es el de analizar y describir sobre la base de los factores litológicos, geomorfológicos y estructurales, las características morfoestructurales del piedemonte occidental de un sector de las sierras Chica y de Pajarillo-Copacabana.

La región estudiada está situada geográficamente en el sector noroccidental de la provincia de Córdoba, entre las coordenadas geográficas de 30°42' y 31°00' de latitud sur y los 63°30' y 63°40' de longitud oeste. Desde el punto de vista fisiográfico corresponde a las Sierras Pampeanas y está localizada entre dos grandes bloques montañosos (*fault-block mountains*) de rumbo meridional; el bloque oriental lo forma la sierra Chica y la sierra de Pajarillo-Copacabana y el occidental la sierra de Cunuputo. Entre estos bloques se encuentran las depresiones tectónicas (*fault valley*) de Dolores y Charbonier (Fig.1).

El sector pedemontano está constituido por un conjunto de geoformas elongadas en sentido transversal al sistema serrano, con marcada diferencias en sus característi-

cas geomorfológicas, en la composición de sus depósitos detríticos y en la estructura.

La unidad estratigráfica adoptada es la aloformación ya que con su utilización se podrá considerar con cierta exactitud, a falta de elementos datables, los problemas sobre la cronología del sector pedemontano.

El cuadro morfoestructural del área está condicionado por dos etapas; una etapa de actividad orogénica precuaternaria la que provocó el ascenso de las sierras a una posición próxima a la actual y otra más moderna con predominio de los procesos morfogenéticos exógenos.

Descripción de las formaciones geológicas precuaternarias

La estratigrafía precuaternaria ha sido extensamente tratada por diversos autores tales como Pastore y Methol (1953), Lencinas (1971), Gordillo y Lencinas (1979), Lucero (1979) y Massabie (1976, 1982).

La columna geológica está integrada por un basamento

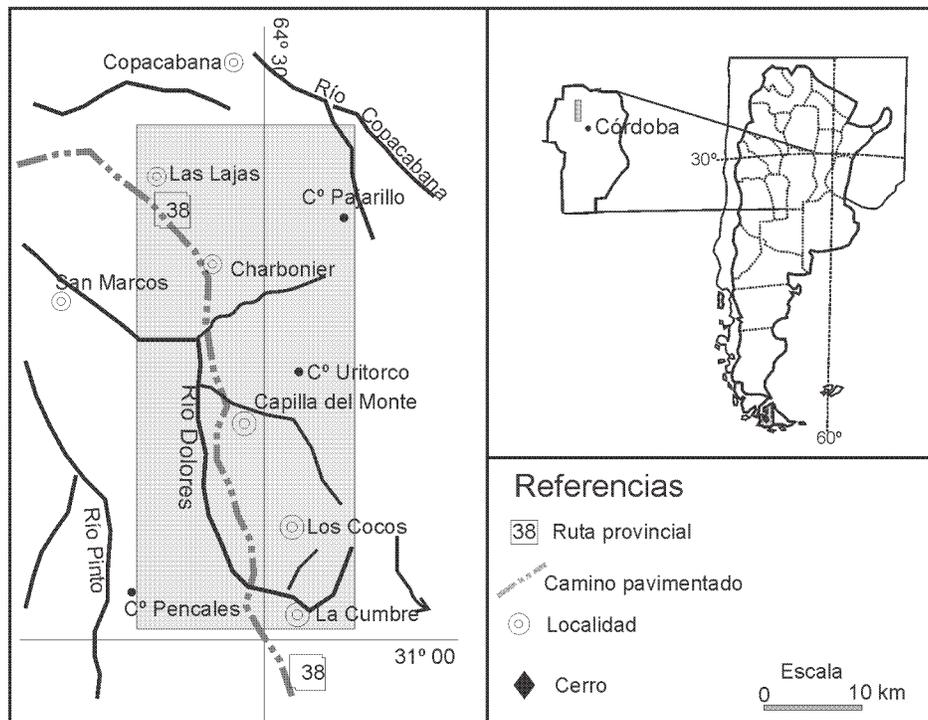


Figura 1: Mapa de ubicación del área de estudio.

metamórfico-plutónico, de edad precámbrico-paleozoica y sedimentitas continentales mesozoicas. El basamento metamórfico presenta un predominio de gneis común, asociado a gneis esquistoso y esquistos cuarzo-micáceos, con intercalaciones de bancos de anfibolitas y calizas cristalinas y han sido intruidos en dos etapas por cuerpos sintectónicos a tardiotectónicos de plutonitas graníticas. La etapa más antigua de edad precámbrico-eopaleozoica, está constituida por rocas graníticas, cuya composición varía entre granito y tonalita, con colgajos y xenolitos de rocas metamórficas próximas al contacto, pertenecientes a la Formación San Marcos (Massabie 1982). La segunda etapa de intrusión, de edad devónico-carbonífera, está representada por la Formación Capilla del Monte (Rimann 1918), correspondiente a un granito no metamorfizado porfiróide con variaciones a leucogranito.

Sobre el basamento se apoyan en discordancia las sedimentitas continentales mesozoicas, que conforman el cuerpo de las sierras de Pajarillo y Copacabana y en menor proporción en la cumbre de la sierra Chica a la altura del paraje La Pampilla. Están representadas por un conglomerado grueso rojizo integrado por rodados de gneis, granitos y calizas, con intercalaciones de areniscas rojizas violáceas y moradas, con clastos inmaduros procedentes del basamento y bancos de lutitas rojas, de fractura concoidal. El espesor estimado para esta secuencia sedimentaria es de 650 m en la sierra de Pajarillo reduciéndose hacia el norte. En cuanto a su edad, Pastore y Methol (1953) le asignan una edad triásica; más recientemente Gordillo y Lencinas (1979) las refieren al Cretácico inferior.

Depósitos detríticos pedemontanos y sus características morfosedimentarias

Los episodios depositacionales que caracterizan la evolución del piedemonte fueron analizados por Beltramone (1995) utilizando la unidad aloestratigráfica, a la que se le asignó el grado de Aloformación, recomendada por el Código de Nomenclatura Estratigráfica de los Estados Unidos (*American Code* 1983) y el Código Argentino de Estratigrafía (1992). Está definida como un cuerpo estratiforme de roca sedimentaria, mapeable, el cual se define sobre la base de las discontinuidades que lo limitan. Las discontinuidades fueron inferidas por los eventos erosivos: discordancia angular y discordancia erosiva, que limitan a cada unidad aloestratigráfica.

A continuación se describen las unidades aloestratigráficas correspondientes a las depresiones de Dolores y Charbonier ya que se tratan de unidades de litología similar, pero geográficamente separadas y limitadas por discontinuidades (Cuadro 1).

Descripción de los sistemas depositacionales pleistocenos en la depresión de Charbonier (Fig.2).

Aloformación Charbonier: Bajo este término se reúne un grupo de depósitos psefíticos, adosados al frente de montañoso (sierras Chica y de Pajarillo-Copacabana) entre los ríos Calabalumba y Charbonier. Al este de la localidad de Charbonier, se observa un perfil al que se ha tomado como tipo; el mismo se corresponde con un sistema

Cuadro 1: Aloestratigrafía: su relación con la litología y geomorfología.

Edad	Depresión de Dolores	Depresión de Charbonier	Litología	Geomorfología.	Episodios	Espesor metros	
Holoceno	Aloformación Calabalumba		Arenas y gravas	Terraza	Fluvial		
	Aloformación Valeta Chico		Limos y arenas		Fluvio -eólico	2-3 m	
Pleistoceno	----- Discordancia erosiva -----						
	Superior	Aloformación San Jerónimo	Aloformación A° Cortadera	Conglomerados y arenas	Terrazas fluviales	Fluvial	5-6 m
		----- Discordancia erosiva -----					
	Medio	Aloformación Las Gemelas	Aloformación Las Lajas	Conglomerados gravas y arena	Bajada	III Episodio de agradación fluvial	17-20 m
		----- Discordancia erosiva -----					
	Medio	Aloformación Lomas de San Luis		Conglomerado arena y grava	Abanicos aluviales	II Episodio de agradación fluvial	28-31 m
----- Discordancia erosiva -----							
Pleistoceno Plioceno		Aloformación Charbonier		Abanicos aluviales	I Episodio de agradación fluvial	35-40 m	

aluvial, cuyas facies están compuestas por un conglomerado donde predominan rodados medianos a fino de granitos y gneis, dentro de una matriz areno-limosa de color rosado a amarillento; la fracción arena contiene abundante material de origen piroclástico.

Hacia el techo de la aloformación se incrementa el aporte de fragmentos líticos de rocas graníticas, con menor selección granulométrica, a los que le siguen en transición vertical bancos arenosos con guijas dispersas, bastantes friables. El conglomerado presenta frecuentes intercalaciones de lentes de arcilla y limos de espesor variable y bancos de toscas rosada, compacta, confiriendo distintos niveles acornizados de hasta un metro de espesor.

En su conjunto esta unidad se halla bien consolidada, mostrando una estratificación poco marcada y una máxima potencia expuesta de 35 metros. Se asienta mediante discordancia erosiva (pedimento?) sobre la roca base y está cubierta total o parcialmente por depósitos más modernos.

Geomorfológicamente se trata de una bajada cuya superficie originaria constituye el primer episodio de agradación pedemontano, la que muestra los efectos de una intensa disección fluvial.

Por su posición geomorfológica se trata de la aloformación más antigua del Cenozoico de la región. Pastore y Methol (1953) asignan a depósitos similares localizados en quebrada de Ochoa, situada al sur de la zona de estudio, una edad terciaria tardía. Massabie (1982) sobre la base de características estructurales y sedimentológicas ubica a estos sedimentos en el Pleistoceno. En este trabajo y teniendo en cuenta la dislocación que sufren estos depósitos, a través de la falla de Los Terrones, se los toma como sedimentación correlativa de una etapa tectónica ubicada tentativamente en el límite Plio-Pleistoceno correspondiente a la fase diaguita de los movimientos andícos.

Aloformación Las Lajas: Se trata de una acumulación fluvial de carácter torrencial, adosada al frente serrano de

las sierras de Pajarillo-Copacabana, compuesta por camadas conglomerádicas gruesas con intercalaciones de bancos y lentes de areniscas de grano grueso, generadas por un sistema fluvial entrelazado. Los clastos que constituyen el conglomerado son en su mayoría de granitos y gneis, de formas subredondeadas a subangulosas, diseminados dentro de una matriz arenosa gruesa.

Morfológicamente está representada por una bajada en buen estado de conservación, formada por la coalescencia de los abanicos aluviales de los ríos Charbonier, Luna y El Sauce. Una discordancia erosiva la separa indistintamente de la Aloformación Charbonier y de las sedimentitas cretácicas, mientras su techo se corresponde con un plano de erosión que la separa de las unidades aloestratigráficas más modernas.

Es posible que la formación de estos depósitos esté relacionada con la sedimentación correlativa al tercer episodio de agradación pedemontano, por lo que provisoriamente se le podría asignar una edad pleistocena media.

Aloformación Arroyo Cortadera: Se desarrolla en forma de terrazas fluviales en los amplios valles hoy no funcionales que descienden del área serrana; afloramientos representativos de esta aloformación se encuentran a ambos márgenes del arroyo homónimo. Está integrada por sedimentos fluviales poco consolidados, clásticos, gruesos, con intercalaciones de lentes arenosos- arcillosos. La fracción clástica es de dimensiones variadas, predominando los rodados de hasta 0,10 m de diámetro, de granitos, esquistos y gneises, unidos débilmente por una matriz poco consolidada de arena medias de color pardo rojizo. Su potencia varía de 5 a 6 metros.

Se halla encajada en discordancia erosiva en la Aloformación Las Lajas y está cubierta en sectores por depósitos de limos parecido al loes, correspondiente a un ciclo fluvio-eólico. Se le asigna una edad relativa pleistocena superior dado que se correlacionan a estos depósitos con la sedimentación de la etapa final de los movimientos neotectónicos acaecidos en el área.

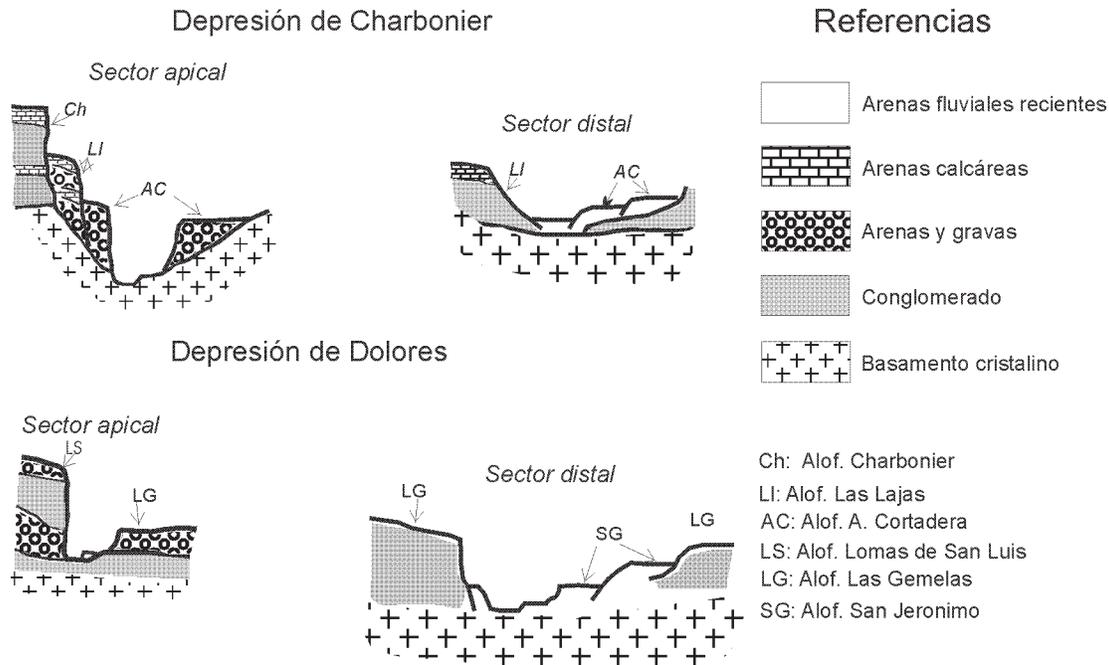


Figura 2: Perfiles esquemáticos de las secuencias aloestratigráficas en las depresiones de Dolores y Charbonier.

Descripción de los sistemas deposicionales pleistocenos en la depresión de Dolores

Aloformación Lomas de San Luis: Representa un depósito aluvial entrelazado de disposición transversal a la morfoestructura principal, expuesto a lo largo de una franja marginal al frente serrano entre los ríos San Jerónimo y Los Cocos.

Litológicamente está compuesta por una interestratificación de mantos de conglomerados, ricos en clastos de rocas graníticas y metamórficas del basamento cristalino, que varían desde pocos centímetros hasta bloques de 1 metro de diámetro, con estratos lenticulares de arenas de grano fino a medio, de color rosado y lentes arcillosos rojizos. La matriz del conglomerado es areno-arcillosa, haciéndose más abundante hacia el techo del conglomerado y con un alto grado de cementación. La estratificación es poco visible, entrecruzada, marcada por la presencia de lentes de grava fina. Hacia el techo de la aloformación se observa un horizonte arcilloso, rosado, masivo, sin estructura fluvial visible, que presenta lentes y nódulos de carbonato, con estructuras columnares ramificadas (pedotúbulos).

Geomorfológicamente, está representada por abanicos aluviales vinculada a los canales de desagües de los ríos San Jerónimo, Cruz Grande y Los Cocos.

Esta aloformación se asienta cubriendo discordantemente al basamento cristalino y a su vez es cubierta por los depósitos de la Aloformación Las Gemelas considerándola como sedimentación correlativa del segundo episodio de agradación Pedemontana, que sirve de juicio para ubicar a esta aloformación en el Cuaternario, posiblemente en el Pleistoceno inferior a medio.

Aloformación Las Gemelas: Los depósitos que componen esta unidad aloestratigráfica están formados en su parte superior por una secuencia progradante fanglomerádica, integrada principalmente por aglomerados y ortoconglomerados gruesos de rocas metamórficas y graníticas. Dentro del fanglomerado se observan lentes de arena media a gruesa y limos, presentando estas últimas finas capas de material calcáreo. La matriz es arenosa gruesa, poco compacta, con estratificación débilmente marcada pero visible. Hacia la base la aloformación se caracteriza por la existencia de material de granulometría menor, integrado por mantos alternantes de gravas finas y arena, con marcada estratificación entrecruzada.

La organización vertical de la secuencia sedimentaria es gradada inversa, lo que sugiere un aumento en la velocidad del movimiento ascendente del frente serrano que caracteriza a la fase final del III movimiento ándico de Groeber (1951) o un cambio en las condiciones climáticas durante la depositación de la aloformación.

En cuanto a su relación con los procesos geomórficos, estos depósitos se hallan encajados en el segundo nivel de agradación fluvial estando relacionados con un nuevo ciclo de agradación pedemontana, tercer nivel de agradación fluvial, representado por una serie de abanicos aluviales.

Aloformación San Jerónimo: Con esta denominación se describen depósitos constituidos por sedimentos pobremente consolidados, los que muestran un predominio de facies arenosas, con intercalaciones de escaso espesor de facies granulométricas más gruesas, compuestas por camadas conglomerádicas y lentes de gravillas; la estratificación se halla pobremente marcada.

Estos depósitos se hallan dispuestos en formas de terrazas aluviales antiguas en los valles de los ríos San Jerónimo, Cruz Grande y Los Cocos. Su formación estaría ligada a un descenso del piso de la depresión, lo que obligó a la corriente a profundizar su propio valle, dejando colgado su antiguo fondo aluvial, manifestado en formas de terrazas. Se asienta discordantemente sobre las distintas unidades alostratigráficas más antiguas y se halla cubierta en forma discontinua por conos muy recientes y por sedimentos fluvio-eólicos correspondientes a la Aloformación Valeta Chico de edad pleistocena superior-holocena. Esta relación, a falta de elementos datables, sirve como elemento de juicio para ubicar a esta aloformación en el Cuaternario, posiblemente en el Pleistoceno superior.

Sistemas depositacionales holocenos

Aloformación Valeta Chico: Se halla dispuesta en forma de una cobertura discontinua, no mapeable, en toda el área, caracterizada por facies alternantes fluvios-eólicas. La facies eólica está compuesta por limos-loésicos, con intercalaciones de lentes de arena y gravilla fina y finas láminas de carbonatos, de color rosado amarillento. La facie fluvial basal está representada por un conglomerado mediano a fino con rodados de rocas pertenecientes al basamento cristalino, inmerso en una matriz arenosa rojiza, con estratificación entrecruzada. Esta disposición de facies marca una variación climática en los que periódicamente alternan períodos secos y húmedos.

A los sedimentos eólicos se los correlaciona con el piso post-Lujanense y al piso fluvial basal con el Lujanense, por lo que provisoriamente podría asignárseles una edad pleistocena superior-holocena.

Aloformación Río Calabalumba: Caracterizada por sedimentos fluviales jóvenes constituye depósitos de poco espesor que coronan a los distintos niveles de terrazas modernas, compuestas por psamitas medianas a gruesas, depositadas por corrientes de alto régimen de flujo, encajonadas en las aloformaciones más antiguas.

Descripción de las principales estructuras de fracturación cenozoica

Los movimientos diastróficos asociados al ciclo ándico (Groeber 1951) pertenecientes al subciclo neógeno en el sentido de Ramos (1988, 1999) están representados por la presencia de bloques fallados y basculados, los que tienen una gran importancia en la evolución morfoestructural y en la modelación del actual relieve.

El área de estudio exhibe dos importantes grupos de estructuras que intervinieron en su configuración morfoestructural (Fig. 3):

a) Un grupo de fallas inversas, con su bloque occidental hundido a lo largo del borde occidental de las sierras Chica y de Pajarillo-Copacabana las que adoptan prefe-

rentemente dos direcciones norte y nornoroeste, de disposición longitudinal a las morfoestructuras principales; a este grupo corresponden las fallas de la sierra Chica (Costa 1999) y Pajarillo-Copacabana (Beltramone 1995) y una megafalla ubicada en el sector occidental de las depresiones -bloque hundido- de Dolores y Charbonier correspondiente a la falla de Cunuputo.

La falla de la sierra Chica es originada, según Gross (1948), por efectos tafrogénicos ocurrido durante el Mesozoico y posteriormente reactivada como falla inversa, en los diferentes eventos tectónicos del Cenozoico, con un rumbo general N15°O y un buzamiento de alto ángulo (*upthrust*) de 50° a 80° al este (Gordillo y Lencinas 1979).

La falla Pajarillo-Copacabana se localiza en el borde occidental de la sierra homónima. La misma se forma como respuesta a esfuerzos compresivos en rocas de basamento y tiene su expresión en la potente cobertura sedimentaria meso-cenozoica, el plano de falla tiene de rumbo noroeste y alto grado de buzamiento (60° a 80°) hacia el bloque levantado. Esta orientación, como en el caso de la falla de la sierra Chica, podría responder a orientaciones y anisotropías mecánicas del basamento cristalino que controlarían el estilo estructural del levantamiento de las sierras.

La falla de Cunuputo, estudiada por Gross (1948) y Massabie (1976), posee una traza de rumbo general norte y nordeste que margina el frente occidental de la sierra de Cunuputo, cuya continuidad ha sido fragmentada en tramos menores por fracturas oblicuas y transversales.

b) Otro juego de fracturas está dado por fallas oblicuas, en dos direcciones preferenciales: nornoroeste y noroeste. Estas estructuras son las que producen las principales discontinuidades transversales en el sistema serrano y sector pedemontano, dando identidad propia a la actual configuración morfoestructural del área. Dentro de este grupo se han reconocido tres fallas principales; las de Calabalumba, Los Terrones y San Jerónimo.

La falla Calabalumba, dispuesta transversalmente a la morfoestructura principal de la sierra Chica, corresponde a una falla de tipo inverso de alto ángulo. La misma separa a la unidad morfoestructural La Pampilla -bloque hundido- por el sur, del macizo del cerro Uritorco -bloque levantado- por el norte en el ambiente de serranías, mientras que en el sector pedemontano separa a la depresión tectónica de Dolores del macizo del cerro Uritorco. La componente vertical, que expresa el rechazo relativo de la estructura, está indicada en el sector serrano por la diferencia altimétrica evidenciada por la antigua superficie de erosión -peneplanicie- a ambos lados del plano de falla, que en el bloque hundido (La Pampilla) se halla a una altura promedio de 1.700 m, mientras que en el bloque levantado se encuentra sobre la cota de 1.850 m, lo que da un resalto vertical de 150 metros. En el sector pedemontano, el rechazo vertical está dado por la diferencia de altura existente en las rocas del basamento, a ambos lados de la fractura, cuyo resalto es del orden de 10 a 15 m en las proximidades de las vías del ferrocarril.

La falla Los Terrones separa a la unidad morfoestructu-

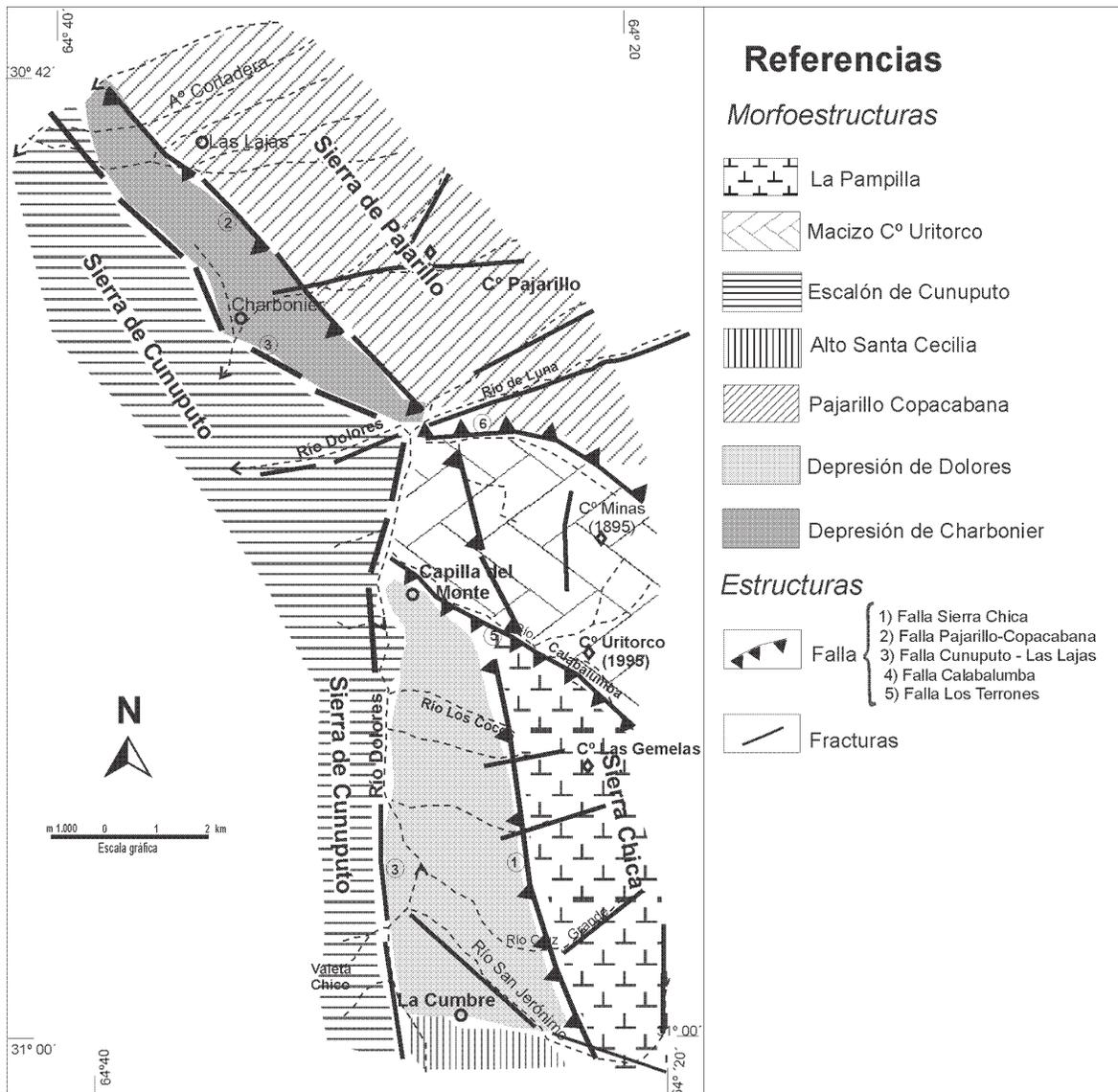


Figura 3: Mapa morfoestructural.

ral del cerro Uritorco por el sur, de la unidad morfoestructural Pajarillo-Copacabana por el norte. Se la puede clasificar con respecto a su movimiento relativo, como una falla directa, de alto ángulo y de rumbo N75°E; el bloque superior está constituido por rocas graníticas del basamento cristalino, mientras que el bloque yacente está formado por las sedimentitas cretácicas, las que próximas al plano de falla se hallan muy deformadas, con buzamientos que oscilan entre 15° y 45° en varias direcciones.

En la zona pedemontana de la quebrada Tramontana y cañadón de Los Zorros, esta falla ejerce un fuerte control estructural sobre los depósitos cuaternarios. Su disposición espacial está dada por un bloque levantado, que presenta a rocas del basamento y a depósitos de la Aloformación Charbonier, mientras que el bloque hundido, se halla formado por los conglomerados cretácicos que soportan en su techo a las psefitas y psamitas correspondientes al

primer y segundo nivel de agradación pedemontana. El rechazo vertical disminuye en este sector de este a oeste hasta hacerse casi nulo al oeste de las vías del ferrocarril. Esta falla es la causante del codo (90°) del río Dolores a la altura de Los Paredones.

La falla San Jerónimo es una falla oblicua a la morfoestructura principal, de carácter directa (tensional) de rumbo este a noroeste en el sector serrano, mientras que al entrar al piedemonte su traza toma un rumbo noroeste correspondiente con la fractura de carácter regional por la que corre, fuera del área de estudio, el río Pinto.

Clasificación morfoestructural

Dado que el término morfoestructura cambia de interpretación de acuerdo a los autores, en este trabajo se lo ha

utilizado como un elemento del relieve, creado por movimientos tectónicos de la corteza terrestre conjuntamente con los procesos de denudación y acumulación, o como un conjunto de estructuras con particularidades litológicas que se manifiestan en el relieve y son el resultado de una denudación y acumulación intensa con o sin la participación de movimientos tectónicos (Orbera 1994).

A continuación se establecerá una clasificación de las principales morfoestructuras:

Levantamientos persistentes del basamento cristalino

Bajo este concepto se designan a todas las formas morfoestructurales positivas, sobreelevadas sobre el fondo de la depresión que las margina. Su formación es el resultado de una tectónica principalmente compresiva, morfológicamente expresada por un significativo rechazo vertical que afectó a rocas del basamento cristalino, cuya cobertura sedimentaria meso-cenozoica tiene un espesor relativamente reducido o ha sido erosionada. Se han diferenciado:

Unidad morfoestructural La Pampilla: Constituye una unidad sobreelevada, de configuración rectangular en planta con su eje mayor dispuesto en sentido norte-sur, integrada por rocas graníticas y metamórficas, a las que se le agregan, únicamente en el sector cumbral, afloramientos saltuarios de sedimentos continentales mesozoicos de reducido espesor. Está limitada al norte por la falla Calabalumba, al sur por la falla San Jerónimo y al este por la falla sierra Chica.

Esta unidad morfoestructural originariamente formaba parte de un bloque uniforme de un sistema montañoso de gran envergadura posicionado en la actual vertebración de la sierra Chica, cuyo desmembramiento en bloques menores se produjo a consecuencia de la tectónica compresional, que tuvo lugar a partir del Terciario medio a superior.

El perfil transversal de esta morfoestructura presenta una marcada asimetría en sus flancos, siendo la pendiente occidental abrupta, en la que la erosión incidió profundamente formando quebradas profundas, mientras que la pendiente oriental se presenta más tendida dando lugar a un relieve más suave que el anterior. Su parte cumbral conserva todavía los rasgos iniciales de una antigua peneplanicie ascendida, la que inclina hacia el este.

Macizo del cerro Uritorco: Esta unidad, como en el caso anterior, fue parte integrante de un bloque único, correspondiente a la sierra Chica, la que posteriormente fue sobreelevada y fragmentada en forma diferencial. El relieve presenta marcadas evidencias de interrupciones y rejuvenecimiento del ciclo fluvial, marcado en sentido transversal por un primer escalón formado en su parte cumbral el que muestra un paisaje con los rasgos iniciales de una antigua peneplanicie, elevada y parcialmente dislocada, sobre el que sobresalen los cerros Uritorco

(1950 m), Minas (1800 m) y Cumbre del Obero (1850 m), los que se interpretan como remanentes de erosión de tipo *monadnock*. El segundo escalón se corresponde con la planicie de Pampa Redonda, ubicada entre los 1350 m y 1400 m, controlado a occidente por una fractura, cuya traza coincide con la quebrada del Agua, mientras que el tercer escalón se localiza entre las cotas de los 1200 m y 1150 m, a la altura del arroyo del Agua.

Pese a lo quebrado del relieve, es posible que estos tres escalones sean parte de la citada peneplanicie, la que ha sido desmembrada como consecuencia del ascenso diferencial de los bloques.

Escalón sierra de Cunuputo: Se trata de una unidad morfoestructural positiva; corresponde al borde oriental de los escalones tectónicos que forman el sistema de las sierras Grandes, limitada por el este por una escarpa erosiva, que la separa de las depresiones de Dolores y Charbonier.

El principal resultado como respuesta a la orogenia regional, es el desplazamiento vertical del bloque de Cunuputo, con su máximo alzamiento en el extremo sur (cerro Pencales de 1300 m), y con un leve hundimiento hacia el norte que se manifiesta por su pendiente regional, hasta desaparecer a la altura del Escobas.

Presenta la particularidad de estar separada en dos tramos por el valle transversal del río Dolores, conservando una línea de cumbre regular, la que todavía mantiene las características iniciales de la peneplanicie.

Alto estructural Santa Cecilia: Es un alto estructural ubicado al sur del río San Jerónimo, el que hace las veces de divisoria de aguas, que separa a las depresiones de Dolores al norte de la de Punilla por el sur.

Levantamiento de la cubierta mesozoica

Morfoestructura Pajarillo-Copacabana: Esta unidad morfoestructural está formada por la sierra de Pajarillo-Copacabana, localizada entre la falla de Los Terrones por el sur que la separa del macizo del cerro Uritorco, al oeste limita con la falla de Pajarillo-Copacabana cuya traza la separa de la depresión de Charbonier, continuándose hacia el norte fuera del área de estudio. Desde el punto de vista morfosedimentario está caracterizada por la presencia de las sedimentitas de edad cretácica, las que adoptan en su conjunto una estructura homoclinal, por basculamiento al este.

Los procesos erosivos han dado lugar a superficies estructurales subhorizontales controladas por la estructura sedimentaria, dando lugar a formas escalonadas, cortadas por profundos valles, en los que sobresalen remanentes de erosión diferencial debido a la heterogeneidad de los sedimentos que lo componen. Entre las geoformas más comunes se encuentran pilares y mesas, las que se hallan bien identificadas en el Parque Turístico Los Terrones.

Cuencas intermontanas

Pertencen al grupo de cuencas de rumbo submeridional, las que se hallan rodeadas por áreas del basamento cristalino y cretácicas sobreelevadas, estando representadas por la depresión tectónica de Dolores al sur y la de Charbonier al norte, ambas separadas por el macizo del cerro Uritorco.

Se comportan como cuencas intermontanas, que responden a una antigua estructura del basamento cristalino, vinculada a la tectónica terciaria y reactivada durante el Cuaternario. A continuación se describirán las características de cada depresión:

Depresión de Dolores: Corresponde a una cubeta de acumulación o depresión tectónica rellena por sedimentos terciarios y cuaternarios, delimitada por la sierra Chica al este y la sierra de Cunuputo al oeste. Se trata de una depresión asimétrica con el eje de menor altura situado al poniente próximo a la sierra de Cunuputo, que se extiende en sentido longitudinal según un eje norte-sur que une el alto estructural de Santa Cecilia por el sur con el macizo del cerro Uritorco al norte.

Muestra una gran diversidad y complejidad morfológica en las formas aluviales pedemontanas como respuesta principalmente a los movimientos tectónicos cenozoicos y a los cambios climáticos cuaternarios.

Los abanicos aluviales desarrollan largas superficies con suave y progresiva inclinación al oeste (bajadas), adosadas al frente serrano.

Depresión de Charbonier: Como en el caso anterior se trata de una depresión tectónica, asimétrica, elongada en sentido noroeste-sudeste y limitada hacia oriente por la falla cuya traza pasa por el pie de las sierras de Pajarillo-Copacabana mientras que a occidente limita con el resalto tectónico de la sierra de Cunuputo. El límite sur coincide con la falla de Los Terrones que la separa del macizo del cerro Uritorco y por el norte se halla separada de la cuenca saliniana por una estructura de bloques subaflorescentes del basamento cristalino.

La secuencia sedimentaria que colmató la cuenca es de poco espesor y su sedimentación se inició en el Terciario superior prolongándose tentativamente hasta el Pleistoceno superior. Estos depósitos están representados geomorfológicamente por una sucesión de abanicos aluviales coalescentes en su parte distal; este plano de acarreo asciende con suave pendiente desde el fondo de la depresión ubicado en el sector occidental hasta el pie de la sierra de Pajarillo-Copacabana.

Evolución morfoestructural

De acuerdo a la información litológica, geomorfológica y estructural de la comarca la evolución en el Terciario superior (Plioceno?), reactivó la estructura tardío variscica mediante movimientos andinos de carácter compresivo, fase principal del III movimiento andino. En esta fase las

fallas de desplazamiento normal durante el Cretácico son invertidas como fallas inversas según Gross (1948), produciendo el ascenso en un solo bloque de las sierras Chica y de Pajarillo-Copacabana y la formación de una cuenca de rumbo submeridional ubicada al este, denominada como fosa oriental por Gross (1948). Esta cuenca se extiende al norte y al sur traspasando los límites del área de estudio.

Este ascenso de la montaña, trajo aparejado la acumulación rápida de nuevo material de acarreo que queda expresada por la sedimentación correlativa de la Aloformación Charbonier (= primer nivel de piedemonte), representada morfológicamente por una bajada aluvional a lo largo del frente serrano de la sierra Chica y de Pajarillo-Copacabana lo que indica que hasta el presente no tenía identidad propia el macizo del cerro Uritorco (Fig. 4 a,b).

Hacia principios del Pleistoceno, la tendencia general del movimiento se manifestó con un nuevo ascenso, que comenzó según Lencinas y Timonieri (1968) al norte del sector serrano, a la altura de Capilla del Monte, en bloques aislados y un descenso del fondo de la cuenca. Durante este movimiento es posible que se produzca la dislocación del frente serrano debido a la reactivación de las fallas longitudinales y oblicuas, en especial las de Calabalumba y Los Terrones, manifestado por la dislocación de los depósitos de la Aloformación Charbonier, confiriéndole identidad propia al pilar tectónico del cerro Uritorco (Massabie 1976). Con este ascenso de los bloques se alteraron las condiciones del relieve, avenamiento y por lo tanto las condiciones de sedimentación, originándose de esta manera los valles y las sierras actuales, dando lugar a la actual configuración del relieve positivo de la sierra Chica y de la Pajarillo-Copacabana y de las depresiones de Dolores y Charbonier.

Este movimiento ascendente del área serrana causa el comienzo de un nuevo ciclo de degradación fluvial en las sierras y la consecuente agradación en el pie de sierra, estando constituida, en la depresión de Dolores, por los conglomerados de la Aloformación Lomas de San Luis (= segundo nivel de piedemonte), bajo la forma de abanicos aluviales coalescentes, constituidos por materiales provenientes de la sierra Chica (Fig. 5). Al finalizar este ciclo de agradación fluvial, se desarrolla un episodio de erosión, expresado morfológicamente por un plano que bisela la superficie tope de la unidad Aloestratigráfica Lomas de San Luis y formaciones precuaternarias marginales al frente montañoso, formando una continua superficie de erosión (pedimento?) desde la escarpa de falla principal hasta el fondo de la depresión.

Un nuevo ascenso del área serrana está evidenciado por la dislocación de la superficie de erosión, originándose un escalón morfotectónico marginal a la escarpa de falla principal y la profundización de los valles transversales. En forma simultánea, el producto de la erosión fluvial del área serrana era depositado en el piedemonte, dando lugar al desarrollo a un nuevo ciclo de agradación fluvial (= tercer nivel de piedemonte). Los depósitos resultantes de este nuevo ciclo están manifestados morfológicamente por abanicos aluviales, constituidos por los canales de

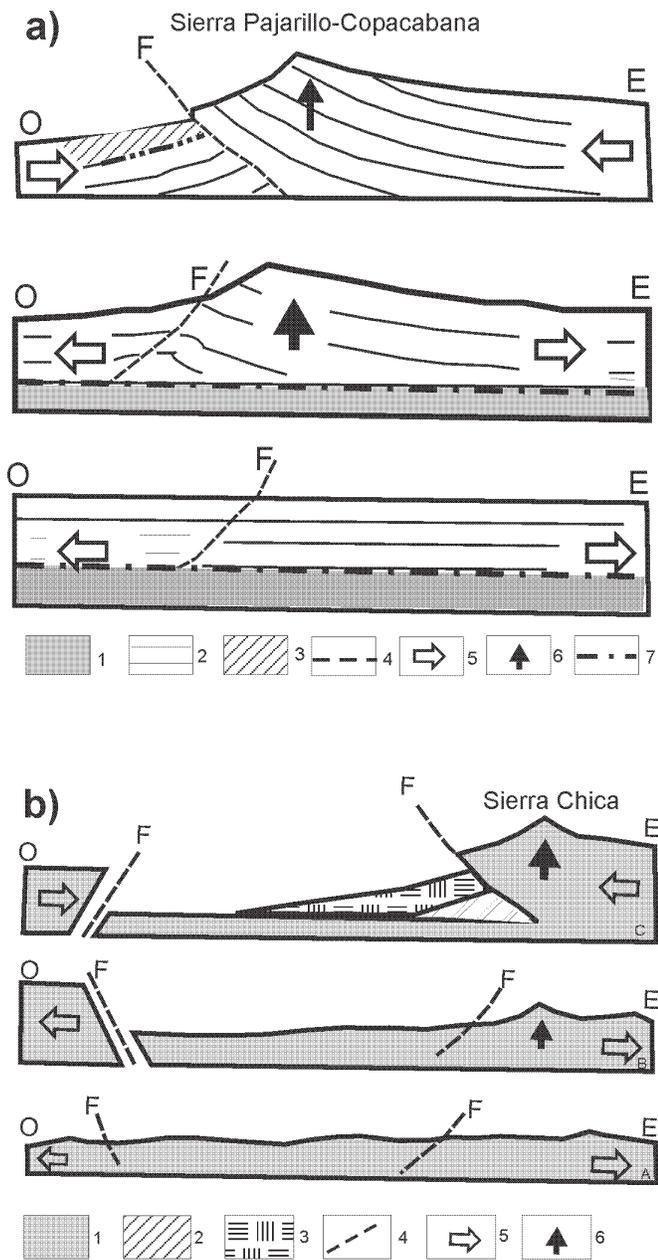


Figura 4: a) Modelo de la evolución morfoestructural en levantamientos de la cubierta meso-cenozoica: 1) Basamento cristalino, 2) sedimentitas cretácicas, 3) depósitos pedemontanos, 4) falla, 5) dirección de esfuerzo, 6) dirección de levantamiento, 7) superficie de erosión. b) Modelo de evolución morfoestructural en levantamientos del basamento cristalino: 1) basamento cristalino, 2) sedimentitas cretácicas, 3) depósitos pedemontanos, 4) falla, 5) dirección de esfuerzo, 6) dirección de levantamiento.

desagües de los ríos y arroyos que descienden del sector serrano. Estos depósitos se corresponden con los sedimentos de la Aloformación Las Gemelas en la depresión de Dolores y de la Aloformación Las Lajas en la depresión de Charbonier.

Al finalizar el ciclo de agradación pedemontana y durante un período de calma tectónica e incremento en las condiciones de aridez, manifestado por la presencia de mate-

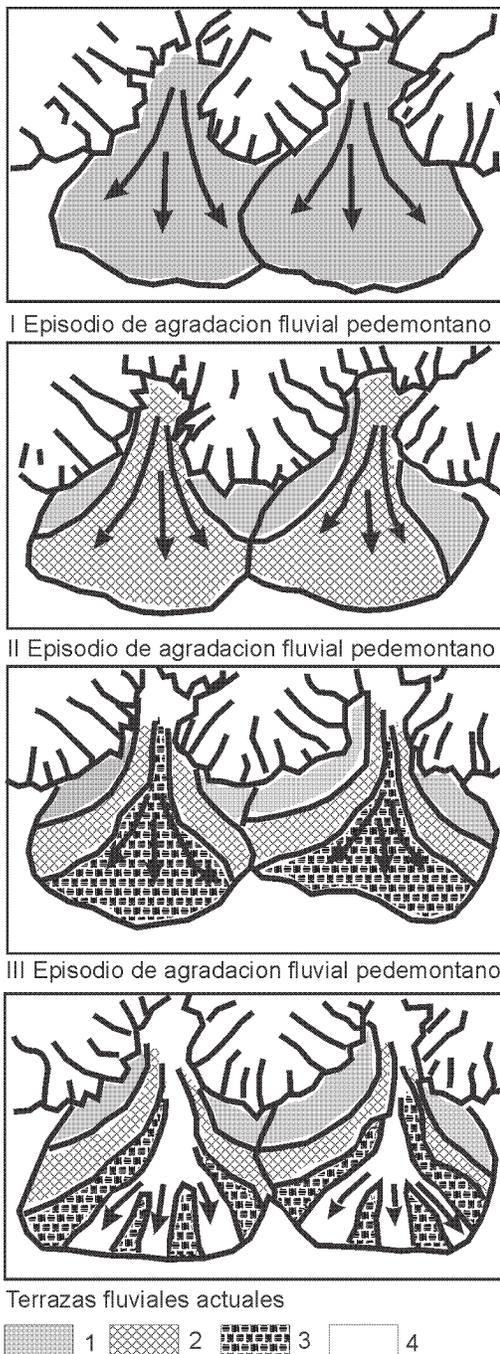


Figura 5: Evolución pedemontana en las depresiones de Charbonier y Dolores. 1- Aloformación Charbonier. 2- Aloformación Lomas de San Luis. 3- Aloformación Las Gemelas - Las Lajas. 4- Aloformación San Jerónimo- Arroyo Cortadera.

rial calcáreo en forma de lentes o nódulos en el techo de la Aloformación Las Gemelas y Las Lajas, se desarrolla un nuevo episodio de erosión en el piedemonte, evidenciado por una plano erosivo (pedimento?) que bisela la superficie tope de estas unidades.

Un nuevo período de inestabilidad tectónica, se ve reflejado por la elaboración de niveles de terrazas aluviales antiguas asociadas a una red de drenaje hoy no funcional

en los valles de los ríos principales que descienden del sector serrano.

Los depósitos que cubren a estos niveles se corresponden con las unidades Aloestratigráficas San Jerónimo y Arroyo Cortadera, correspondiente al último ciclo de agradación fluvial pedemontano pleistoceno.

El Pleistoceno superior-Holoceno se ve representado por la presencia de los depósitos correspondiente a la Aloformación Valeta Chico, la que marca un período de aridización climática, dando lugar a un ciclo de agradación alternante fluvio-eólica. La evolución del sector pedemontano concluye con una acentuación en las condiciones de aridez climática y breves interrupciones de la estabilidad tectónica, donde los ríos y arroyos comenzaron a disectar sus propios depósitos dando lugar a la formación de los distintos niveles de terrazas recientes, ubicadas en un nivel inferior con respecto a las anteriores. Los depósitos que tapizan a estas terrazas son en su mayor parte de carácter torrencial.

Conclusiones

En la evolución de las unidades morfoestructurales pueden diferenciarse dos estadios en el transcurso de los cuales el comportamiento de las unidades morfoestructurales positivas y negativas sufre cambios sustanciales: a) un estadio inicial que se caracteriza por un claro desarrollo morfológico de elevaciones y depresiones o sea un levantamiento del sistema montañoso sobre el relieve de la cubeta inicial. En el transcurso del estado principal se producen la subdivisión de las depresiones intermontanas de Charbonier y Dolores, y b) un estadio final donde se reconocen un incremento en el levantamiento del sistema montañoso (relieve residual) a través de movimientos que se manifiestan en etapas independientes separadas por periodos de calma tectónica y la correspondiente depositación de los depósitos correlativos (aloformaciones) en la depresión intermontana.

En las unidades morfoestructurales que responden a levantamientos persistentes del basamento cristalino se reconocen dos zonas: una central formada durante el estado inicial de forma plana (peneplanicie) sobre elevada y relieve disecado en forma débil y una segunda zona con un relieve disecado a gran profundidad producto de los levantamientos que sufre la región montañoso. Este relieve sigue su evolución de tipo erosivo-denudativo hasta la época actual a expensas de la destrucción de la primer zona.

La unidad morfoestructural cuencas intermontanas consta de diferentes ciclos deposicionales pleistocenos-holocenos levantados y disectados, a los que se los considera como sedimentación correlativa a la tectónica dado por un rejuvenecimiento de la erosión en el área serrana y su posterior sedimentación en el piedemonte. Debido a la inexistencia de registros datables, se torna muy difícil realizar una propuesta de carácter definitivo en cuanto a la organización temporal absoluta de la secuencia sedimentaria, por lo tanto la correlación local debe ser tomada como una primera aproximación sujeta a discusión.

Agradecimientos

Se agradece especialmente la lectura crítica y los comentarios realizados por los árbitros de la Revista.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- American Commission Stratigraphic Nomenclature, 1983. Code of Stratigraphic Nomenclature. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 67(5): 841-875. Tulsa.
- Beltramone, C., 1995. Evolución morfoestructural del piedemonte occidental de la Sierra Chica de Córdoba, entre los 30°42' y 31°00' de latitud sur y los 63°30' y 63°40' de longitud oeste. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 1-184 p. (inédito).
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1- 64. Buenos Aires.
- Costa, C., 1999. Tectónica Cuaternaria. B) Tectónica Cuaternaria en las Sierras Pampeanas. En Caminos, R. (Ed.): Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(24): 779 -784. Buenos Aires.
- Gordillo, C. y Lencinas, A., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En: Leanza, A. F. (Ed.): Geología Regional Argentina, p.1-39. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Groeber, P., 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes de 34° y 20° 30'. Revista del Instituto Nacional de investigaciones de Ciencias Naturales. Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia. Revista (Ciencias Geológicas) 1 (5): 1-352. Buenos Aires
- Gross, W., 1948. Cuadro tectónico del Valle de Punilla. Revista de la Asociación Geológica Argentina 3(2): 73 -131.
- Lencinas, A., 1971. Geología del Valle de Punilla entre Violet Masse y La Cumbre. Boletín Asociación Geológica de Córdoba 1(2): 61-71.
- Lencinas, A. y Timonieri, A., 1968. Algunas características estructurales del Valle de Punilla. Boletín Asociación Geológica de Córdoba 1(2): 61-71.
- Lucero, H. M., 1979. Sierras Pampeanas del Norte de Córdoba, sur de Santiago del Estero, borde oriental de Catamarca y ángulo sudeste de Tucumán. En: Leanza, A.F (Ed.) Geología Regional Argentina 1: 293 -347, Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Massabie, A., 1976. Estructura y tectónica Cenozoica entre Charbonier y Cosquín, Provincia de Córdoba. 6 Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 109-123. Buenos Aires.
- Massabie, A., 1982. Geología de los alrededores de Capilla del Monte y San Marcos. Provincia. de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 37(2): 153-173.
- Orbera, L., 1994. Curso de Neotectónica. Centro de Estudios Aplicados al Desarrollo Nuclear. Vicedirección de Geología, 1-78 p. (inédito).
- Pastore, F. y Methol, E., 1953. Descripción geológica de la Hoja 19i Capilla del Monte. Córdoba. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 79. Buenos Aires.
- Ramos, V. A., 1988. Tectonics of the Late Proterozoic - Early Paleozoic: a collisional history of southern South America. Episodes 11(3): 168 -174, Ottawa.
- Ramos, V. A., 1999. Rasgos Estructurales del Territorio Argentino. 1. Evolución Tectónica de la Argentina. En Caminos, R. (Ed.): Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(24): 715 -759. Buenos Aires.
- Rimann, H., 1918. Estudio geológico de la Sierra Chica entre Ongamira y Dolores. Boletín Academia Nacional de Ciencias 23: 129-202. Córdoba

Recibido: 14 de diciembre, 2002

Aceptado: 7 de julio, 2004