

# EL MEGADESLIZAMIENTO DEL CERRO URITORCO, LADERA OCCIDENTAL DE LA SIERRA CHICA DE CÓRDOBA

Claudio A. CARIGNANO<sup>1,2,3</sup>, Marcela A. CIOCCALE<sup>2,3</sup> y Roberto D. MARTINO<sup>1,2,3</sup>

<sup>1</sup> CICTERRA (CONICET - UNC).

<sup>2</sup> CIGEA (UNC-CNEA).

<sup>3</sup> Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba (X5016GCA), Córdoba. E-mail: ccarignano@arnet.com.ar

## RESUMEN

En el extremo norte de la Sierra Chica de Córdoba, sobre el flanco oeste del cerro Uritorco (1.949 m s.n.m.), se ha identificado un megadeslizamiento (30°49'55,46"S y 64°29'50,31"O). Los materiales movilizados del frente del escarpe de la falla Sierra Chica, han cubierto parcialmente el granito de Capilla del Monte y los abanicos aluviales pleistocenos del piedemonte. El lóbulo y bloques rotados del deslizamiento conforman un alto topográfico que oficia de límite entre los valles de Punilla (al sur) y de Charbonier (al noroeste). Mediante técnicas de procesamiento e interpretación de imágenes satelitales multiespectrales de media (Landsat-ETM) y muy alta resolución (GeoEye-1), análisis digital del terreno a partir de modelos de elevación (SRTM y Aster-GDEM) y el correspondiente control de campo, se ha delimitado y caracterizado esta megageoforma nunca antes advertida. Dada la elevada sismicidad actual e histórica de la zona y los indicios morfotectónicos que señalan como activas a las fallas Sierra Chica y Pajarillo-Copacabana-Masa, se estima que este deslizamiento posiblemente fue gatillado por un evento sísmico, acontecido en alguna de esas estructuras. Tanto el depósito del deslizamiento como su cicatriz de despegue presentan un significativo grado de erosión hídrica. Por análisis comparativos con otros deslizamientos ya datados y de características similares, situados en el escarpe occidental de las Sierras de San Luis, se le asigna una edad pleistocena medio-tardía. Por su volumen y características ( $2,1 \times 10^9 \text{ m}^3$ ) se estableció que se trata de un megadeslizamiento único en las Sierras de Córdoba y constituye uno de los deslizamientos de mayor tamaño entre los registrados hasta el presente en Argentina.

**Palabras clave:** *Falla Sierra Chica, deslizamiento, cosísmico, granito, Pleistoceno*

## ABSTRACT

*Cerro Uritorco megalandslide, west flank of the Sierra Chica, Córdoba*

A megalandslide has been identified on the western hillslope of Cerro Uritorco peak (1.949 m a.s.l.), at the north end of the Sierra Chica de Córdoba (30°49'55,46"S - 64°29'50,31"W). The materials mobilized from the Sierra Chica fault scarp front, have covered partially the Capilla del Monte Granite and the pleistocene alluvial fans at the foothills. The landslide lobe and rotated blocks form a topographic high which acts as a boundary between the Punilla (south) and Charbonier (to the northwest) valleys. This never noticed megalandslide has been identified and characterized using digital processing techniques and interpretation of multispectral satellite images of mean to very high resolution (Landsat-ETM and GeoEye-1), and by terrain modeling from digital terrain elevation models (SRTM and GDEM Aster), with fieldwork control. Due to the high recorded seismicity in the area and at Sierra Chica and Pajarillo-Copacabana-Masa Faults, we assume that this landslide may have been triggered by an earthquake, which could occur at the Sierra Chica Fault. The landslide deposits and scar show features of advanced hydric erosion, so that this landform would be pre-Late Pleistocene. Comparative analysis with other dated landslides of Sierras de San Luis, allow to assign a Middle-Late Pleistocene age. By volume ( $2.1 \times 10^9 \text{ m}^3$ ) and characteristics this landslide is unique in the Sierras de Córdoba and one of the largest landslides recorded in Argentina.

**Keywords:** *Sierra Chica Fault, landslide, coseismic, granite, Pleistocene*

## INTRODUCCIÓN

Los procesos de remoción en masa que movilizan volúmenes relativamente reducidos de material rocoso ( $<10^6 \text{ m}^3$ ) son ampliamente conocidos y se encuentran en casi cualquier zona montañosa. Espe-

cialmente son muy comunes en regiones con pendientes  $> 25^\circ$ , o en macizos rocosos muy alterados y/o fracturados. Mientras que, los deslizamientos que movilizan gigantescos volúmenes de roca (en el orden de  $10^8$ - $10^{13} \text{ m}^3$ ) son poco frecuentes y, en ocasiones, por causa de su tamaño

no son reconocidos.

Para estos casos excepcionales se ha reservado los términos "mega" o "gigante". Aunque el límite para establecer si un deslizamiento gravitacional de gran magnitud merece ser considerado como un megadeslizamiento es arbitrario, se pue-

de calificar como "mega" o "gigante" a un movimiento de masa rocosa que involucre volúmenes mayores a  $10^8 \text{ m}^3$  (Korup *et al.* 2007). Estas megageoformas son el resultado de procesos extraordinarios que modifican superficies extensas en regiones montañosas (Korup *et al.* 2007, Strom y Korup 2006), e implican serias amenazas para la población situada en su área de influencia.

La mayor parte de los megadeslizamientos descritos en todo el mundo se han producido en áreas restringidas donde el relieve y las tasas de erosión son muy elevados, como en los cinturones montañosos tectónicamente muy activos (tasas de erosión elevadas  $\sim 4 \text{ mm/año}$ ) o arcos volcánicos (Korup *et al.* 2007). Por ello, la identificación de este tipo de procesos en Sierras Pampeanas es excepcional y tiene gran importancia para la comprensión de su evolución tectónica y geomorfológica. En Argentina los estudios sobre procesos de remoción en masa tomaron importancia a partir de fines de la década del 80' del siglo pasado. Entre los numerosos trabajos dedicados al tema se pueden destacar los realizados por Fauqué y Strecker (1987, 1988, 2007), Hermanns y Strecker (1999), Hermanns *et al.* (2000), Moreiras (2004, 2012), Perucca y Esper Angillieri (2006, 2007, 2009), Fauqué *et al.* (2009), Banchig *et al.* (2009), Esper Angillieri (2011), Esper Angillieri y Perucca (2013), González Díaz *et al.* (1987, 1998, 1999, 2000, 2006). Las reseñas históricas más completas sobre estudios de deslizamientos en el país fueron realizadas por Fauqué y González (2004), Moreiras y Coronato (2009) y González Díaz (2010).

Gran parte de los deslizamientos se ubican en el oeste del país, desde los  $22^\circ\text{S}$  a los  $55^\circ\text{S}$ , en coincidencia con la región montañosa que presenta mayores pendientes. Los disparadores de los deslizamientos según Moreiras y Coronato (2009) pueden agruparse en: a) Lluvias torrenciales, predominantes en la región noroeste (Provincias de Salta, Jujuy y Tucumán), b) Sismos, más frecuentes en la región central (Provincias de Catamarca, La Rioja, San Juan, Mendoza, Córdoba y San Luis) y c) Tormentas excepciona-

les de nieve, mayormente en la región sur (provincias andino-patagónicas).

En las Sierras Pampeanas han sido identificados diferentes tipos de procesos de remoción en masa. Fauqué y Strecker (1987) detectaron deslizamientos de rocas en la sierra de Segovia (La Rioja); y fueron los primeros en describir el gran y múltiple complejo de deslizamientos de rocas al pie del abrupto flanco occidental de la Sierra del Anconquija, en la cuenca del río Villavil, Catamarca (Fauqué y Strecker 1988). En la misma zona, Banchig *et al.* (2009) relacionaron los eventos de deslizamientos con represamientos de los cursos de agua y establecieron la estrecha relación entre el fallamiento regional y la posible sismogénesis asociada a esas estructuras. Megadeslizamientos en Argentina han sido identificados mayormente en el noroeste argentino (Strecker *et al.* 1984, 1987; Fauqué y Strecker 1987, 1988, 2007; Hermanns and Strecker 1999; Trauth *et al.* 2003; Fernández 2005). Gran parte de ellos son flujos de detritos, deslizamientos de roca y deslizamientos disparados por movimientos sísmicos de magnitudes  $>6$  o por intensas precipitaciones. No obstante, en los Andes centrales y patagónicos también han sido descritos deslizamientos con volúmenes mayores a  $10^8 \text{ m}^3$  (Moreiras 2004, 2012; González Díaz y Folguera 2005; González Díaz *et al.* 2006; Penna *et al.* 2008, 2011; Moreiras y Coronato 2009; Fauqué *et al.* 2009).

Las avalanchas de rocas de Potrero de Leyes y Las Cañas, situadas en la ladera occidental de la Sierra Grande de San Luis, estudiadas por González Díaz *et al.* (1997, 1998 y 1999) constituyen el antecedente más cercano, considerando las similitudes geológico-geomorfológicas respecto al Megadeslizamiento Cerro Uritorco (MD-CU). Al sur de la zona del presente estudio, sobre la ladera occidental de la Sierra Chica, Moreiras y Coronato (2009) identificaron caída de bloques al oeste de la ciudad de La Falda.

Dadas sus características y en particular, por el volumen de roca movilizado (estimado en  $2,1 \times 10^9 \text{ m}^3$ ) representa un caso único en el ámbito de las Sierras de Córdoba y constituye uno de los mayores mo-

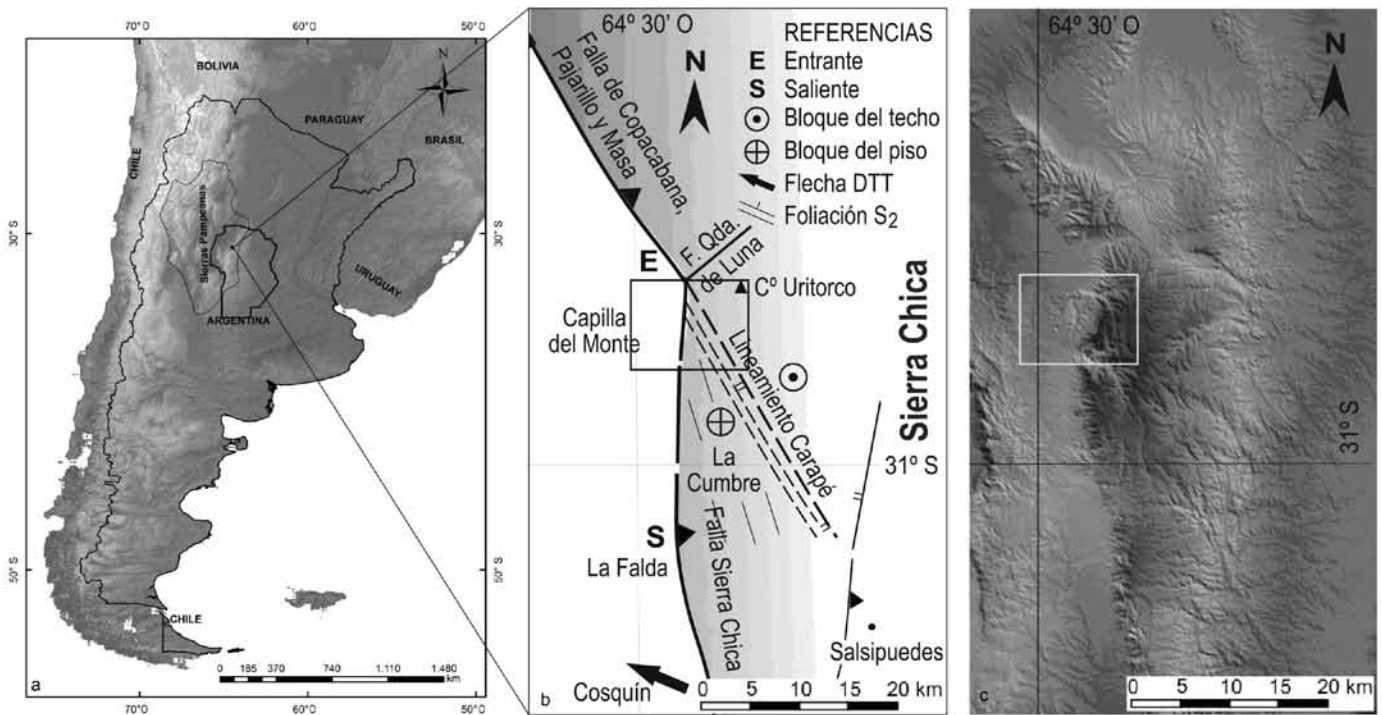
vimientos de remoción en masa del país.

## UBICACIÓN Y MARCO GEOLOGICO

La zona de estudio se encuentra en la región serrana del noroeste de la provincia de Córdoba (Argentina), en el extremo norte del departamento Punilla (Fig. 1). El MDCU se ubica en el flanco occidental del extremo norte de la Sierra Chica de Córdoba ( $30^\circ 49' 55,46''\text{S}$  y  $64^\circ 29' 50,31''\text{O}$ ), sobre la ladera oeste del cerro Uritorco, que con sus 1.949 m s.n.m. constituye el punto de mayor altura de este cordón serrano. Se accede al sitio por medio de la Ruta Nacional N°38 que une las ciudades de Carlos Paz y Cruz del Eje. Se encuentra a 90 km al noroeste de la ciudad de Córdoba y a 2 km al norte de Capilla del Monte (localidad más cercana).

La Sierra Chica está situada en el sector oriental de las Sierras de Córdoba, en el extremo oriental de la provincia geológica de las Sierras Pampeanas. La evolución general de las Sierras de Córdoba comienza en el Proterozoico tardío con la conformación de una cuenca sedimentaria correspondiente al margen pasivo gondwánico, la cual sufrió procesos polimetamórficos durante el ciclo orogénico Pampeano entre los 800 (?) a 520 Ma. Posteriormente, durante la fase Oclóyica del ciclo Famatiniano, se produjo la exhumación y cierre definitivo. La tectónica contraccional quedó manifestada a través de fajas de deformación dúctil (Martino *et al.* 2012). En el Devónico se produjo la intrusión de batolitos graníticos producto de deformaciones compresivas por procesos convergentes en el margen del continente de Gondwana (Gordillo y Lencinas 1979). Durante el Carbonífero y el Pérmico las sierras se constituyeron en un sistema de retroarco de carácter extensional que permitió el desarrollo de cuencas continentales (Martino *et al.* 2012). Durante el Triásico y Jurásico las sierras muestran evidencias de estabilidad tectónica e intensos procesos de meteorización en una posición topográfica positiva o cuasi-positiva (Carignano *et al.* 1999).

Con el rifting del Cretácico temprano



**Figura 1:** a) Ubicación del área de estudio; b) Mapa esquemático e interpretativo de la estructura frágil de la sierra Chica de Córdoba. La dirección de transporte tectónico (Flecha DDT) indica la dirección y sentido del movimiento del bloque Sierra Chica. Obsérvese la concurrencia de elementos tectónicos en el sector donde se produjo el megadeslizamiento (Modificado de Martino *et al.* 2012); c) Modelo Digital de elevación obtenido de Shuttle Radar Topography Mission (SRTM-90m).

se inicia la fragmentación del continente Gondwana, mediante tectónica extensiva con desarrollo de fallas normales siguiendo estructuras previas, originándose cuencas sedimentarias acompañadas por erupciones volcánicas basálticas (Schmidt *et al.* 1995).

El proceso extensivo se revierte en el Cenozoico cuando la placa de Nazca comienza la subducción de bajo ángulo por debajo de la placa continental sudamericana (20-8 Ma), iniciando la tectónica compresiva andina (Ramos *et al.* 2002), desarrollándose sobre las estructuras cretácicas preexistentes un proceso de inversión tectónica, el cual generó fallas inversas de alto ángulo en superficie (Schmidt *et al.* 1995). Este proceso le confirió a las sierras de Córdoba su fisonomía actual, un conjunto de bloques asimétricos basculados, con la ladera oriental tendida y laderas occidentales empinadas, coincidentes con el escarpe de las principales fallas de la sierra de Córdoba (Gordillo y Lencinas 1979).

La Sierra Chica se extiende desde las sierras del Pajarillo-Copacabana-Masa al

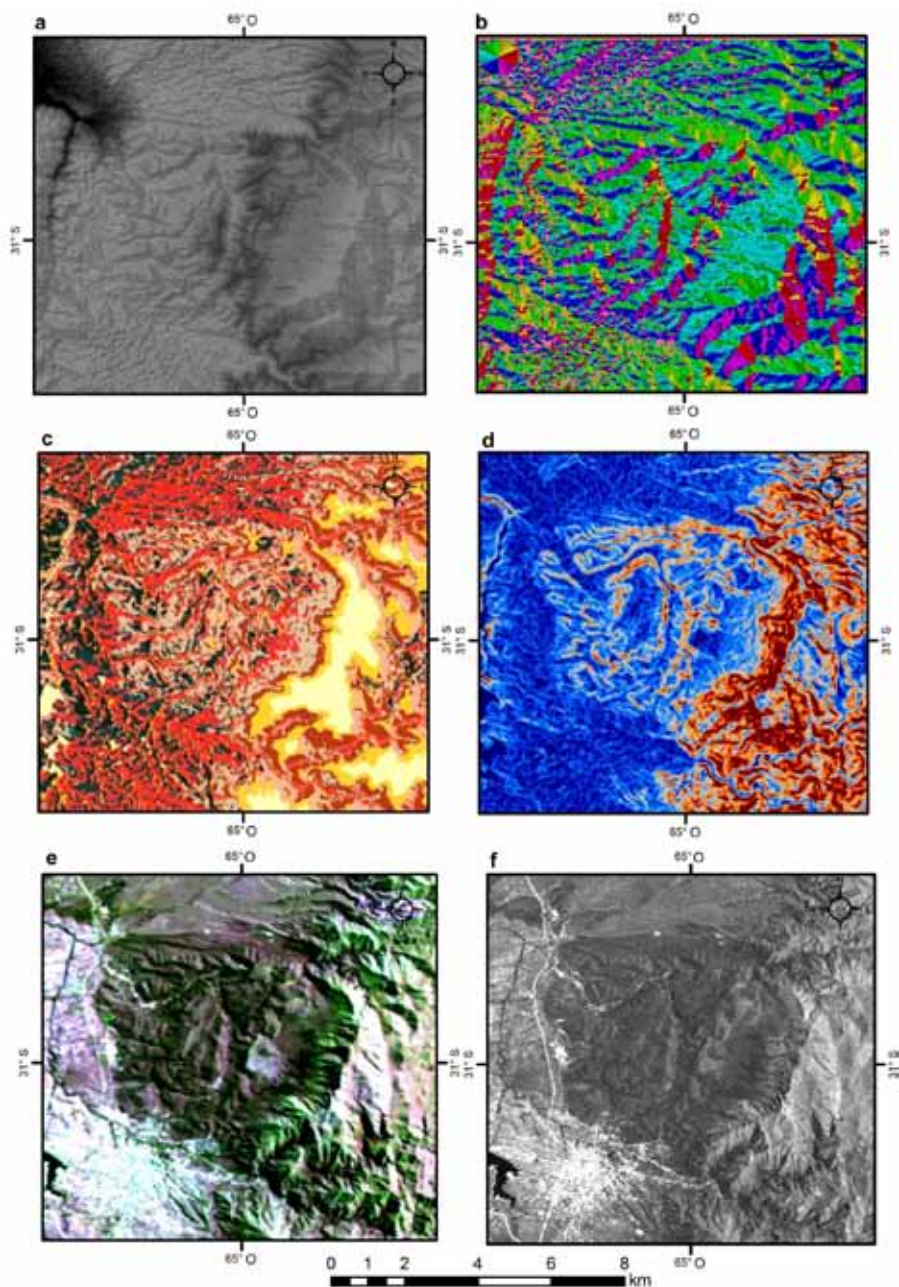
norte hasta las sierras de Las Peñas al sur, entre los  $30^{\circ}36' S$  y  $32^{\circ}38' S$  respectivamente, con una extensión aproximada de 200 km de longitud y un ancho promedio del orden de los 15 km. Siguiendo el estilo litológico-estructural del Sistema Pampeano al cual pertenecen, la Sierra Chica conforma un bloque compuesto por rocas de basamento ígneo-metamórfico Proterozoico tardío - Paleozoico temprano, que está limitado al oeste por la falla Sierra Chica que lo eleva por encima del valle de Punilla.

En forma sintética se pueden distinguir las siguientes unidades litológicas: 1) Metamorfitas del Proterozoico tardío-Paleozoico temprano (gneis, migmatitas, mármoles y anfibolitas con intercalaciones de granitoides epidóticos foliados, 2) Rocas graníticas del Paleozoico temprano, 3) Complejo ígneo-sedimentario del Cretácico temprano, 4) Sedimentitas como relleno de fondo de valle y piedemonte (Paleógeno y Neógeno) y sedimentos limosos o limo-arenosos de origen eólico y fluvio eólicos (Pleistoceno-Holoceno).

La configuración geomorfológica de la

Sierra Chica se inicia en el Paleozoico superior, pero es durante el Jurásico medio - Cretácico temprano cuando comienza a desarrollarse una superficie de planación tipo *etchplain* (Carignano *et al.* 1999) que es la precursora de las paleosuperficies que coronan gran parte de las Sierras Pampeanas (Carignano *et al.* 1999). De aquella sólo han quedado evidencias morfológicas vinculadas al frente de meteorización de este evento y algunos perfiles de meteorización ubicados sobre las áreas cumbres de la Sierra Chica. Estas paleosuperficies, producto de los procesos de meteorización-erosión constituyen el piso de las cuencas cretácicas de la región. En la zona, se han identificado dos niveles de erosión diferentes (pediplanos) vinculados a través de un extenso escarpe muy erosionado (Carignano *et al.* 1999). El nivel superior, y más antiguo, corresponde a la superficie cumbrial disectada de la Sierra Chica (Cioccale 1999), que llega hasta la divisoria de aguas de la sierra por el oeste, mientras que el inferior se relaciona con la unidad de lomas y colinas de basamento sobre los que apoyan los sedimen-





**Figura 2:** a) Modelo digital de elevación (ASTER GDEM) de 30m de resolución; b) Modelo digital del Terreno (MDT) Sombreado Topográfico de Pendientes; c) MDT Agrupamiento (*Cluster*) del índice de humedad, orientación de laderas y pendientes; d) Modelado de rugosidad del terreno; e) Combinación de bandas 321 Landsat ETM, simulando falso color real; f) Imagen GeoEye-1. Fuente servidor Google Earth.

tos cretácicos ubicados hacia el este (Cioccale 1999). Estos elementos que rigen la morfología de la ladera oriental de la Sierra Chica que se remontarían al Cretácico tardío-Paleoceno (Carignano *et al.* 1999). Finalmente, el fallamiento andino basculó la sierra por medio de la falla meridiana de la Sierra Chica, provocando el gran escarpe occidental e intensificando la inclinación general de la vertiente orien-

tal y dividiéndola en bloques menores por medio de estructuras transversales complementarias. Este conjunto estructural registra actualmente intensa actividad neotectónica (Massabie *et al.* 2003, Martino *et al.* 2012). Se inicia entonces un nuevo pulso erosivo con la generación de importantes depósitos sedimentarios a ambos lados del cordón serrano que continúa su evolución hasta el presente.

## METODOLOGIA

La cartografía y las mediciones morfométricas se realizaron sobre los productos resultantes del procesamiento y análisis de imágenes satelitales multispectrales de media (Landsat ETM) y muy alta resolución (GeoEye-1, Google Earth) y de modelos digitales de elevación del terreno (SRTM y Aster-GDEM).

El modelamiento digital del terreno se efectuó en múltiples escalas con el fin de establecer las características morfológicas y morfométricas del entorno del megadeslizamiento y para determinar los principales elementos morfométricos de detalle. Para esto se utilizaron modelos digitales de elevación tales como: Global Multi-resolution Terrain Elevation Data (GMTED 2010), Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) y Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer - Global Digital Elevation Model (ASTER-GDEM) con resoluciones de 250 m, 90 m y 30 m respectivamente. Los procesamientos y análisis digitales se efectuaron mediante softwares específicos (Microdem, SAGA GIS v2.10 y GV SIG v1.12).

La Figura 2 (a, b, c, y d) muestra, a modo de ejemplo, los resultados obtenidos por medio del análisis digital del terreno a partir de imágenes ASTER-GDEM. En la misma figura (e y f) se exponen los resultados del procesamiento de imágenes Landsat y GeoEye-1 respectivamente.

Se realizaron dos campañas durante el verano 2012-13, donde se determinaron las diferentes litologías y se observaron las estructuras y geoformas del megadeslizamiento, como así también se controló la validez de los modelos digitales obtenidos.

## RESULTADOS

### Geología - geomorfología del megadeslizamiento cerro Uritorco (MDCU)

El MDCU se produjo en el escarpe de la falla Sierra Chica, cubre parcialmente el granito de Capilla del Monte y los abanicos aluviales del piedemonte. Este conforma un alto topográfico que oficia de límite geográfico y topográfico entre los valles de Punilla y Charbonier, al sur y

norte respectivamente (Fig. 1).

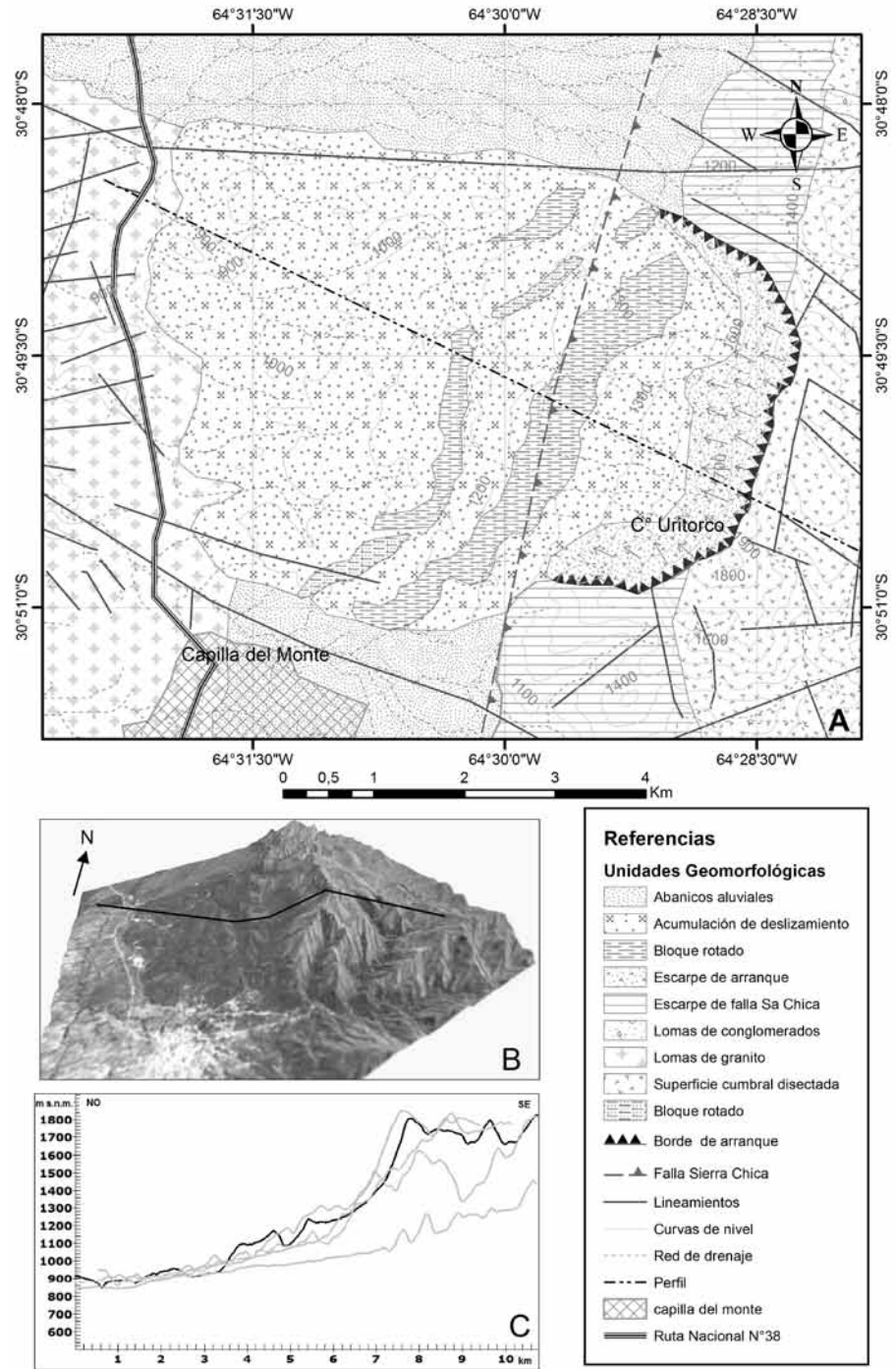
El sector donde se ubica el MDCU corresponde al extremo norte de la ladera occidental, vertiente escarpada, de la Sierra Chica. Esta zona, relativamente pequeña, sintetiza gran parte de la evolución geológico-geomorfológica de la sierra, ya que están representadas las principales unidades litológicas y pueden identificarse las estructuras más conspicuas de las Sierras de Córdoba. En ella se identificaron las siguientes unidades litológicas: 1) Basamento ígneo - metamórfico, 2) Intrusiones graníticas, 3) Sedimentitas continentales cretácicas 4) Sedimentitas terciarias, 5) Sedimentos aluviales y eólicos del Pleistoceno-Holoceno. Las estructuras más importantes son: 1) Falla Sierra Chica, 2) Falla Pajarillo-Copacabana-Masa 3) Falla de la Quebrada de Luna y 4) Lineamiento del Carapé (Fig.1a).

El cerro Uritorco constituye una unidad morfoestructural que ha sido generada y es limitada por tres de estas fallas regionales convergentes en el lugar: Falla Sierra Chica (FSCh), falla Pajarillo-Copacabana-Masa (FPCM) y lineamiento Carapé (Fig.1b).

La litología del área de estudio está conformada por el granito de Capilla del Monte (Rimann 1918), este cuerpo intrusivo aflora en el faldeo oriental de la sierra de Cunuputo, entre el río San Marcos y el embalse El Cajón.

En el mapa geomorfológico se muestran sintéticamente los elementos del relieve serrano, considerando las formas, la litología y estructuras que las componen y los procesos exógenos y endógenos que en ellas se desarrollan. A continuación se describen las unidades cartografiadas (Figs. 3a y 4).

*Paleosuperficie de Capilla del Monte y Lomas de granito.* Se ubican al oeste del área de estudio. El granito Capilla del Monte presenta una morfología muy regular, de extensas aéreas aplanadas que corresponden a una superficie de erosión cretácica que dismanteló el perfil de meteorización del *etchplain* mesozoico hasta casi su raíz. Sobre esta superficie es donde apoyan los sedimentos cretácicos de las sierras de Pajarillo, Copacabana y Masa; allí se encuentran

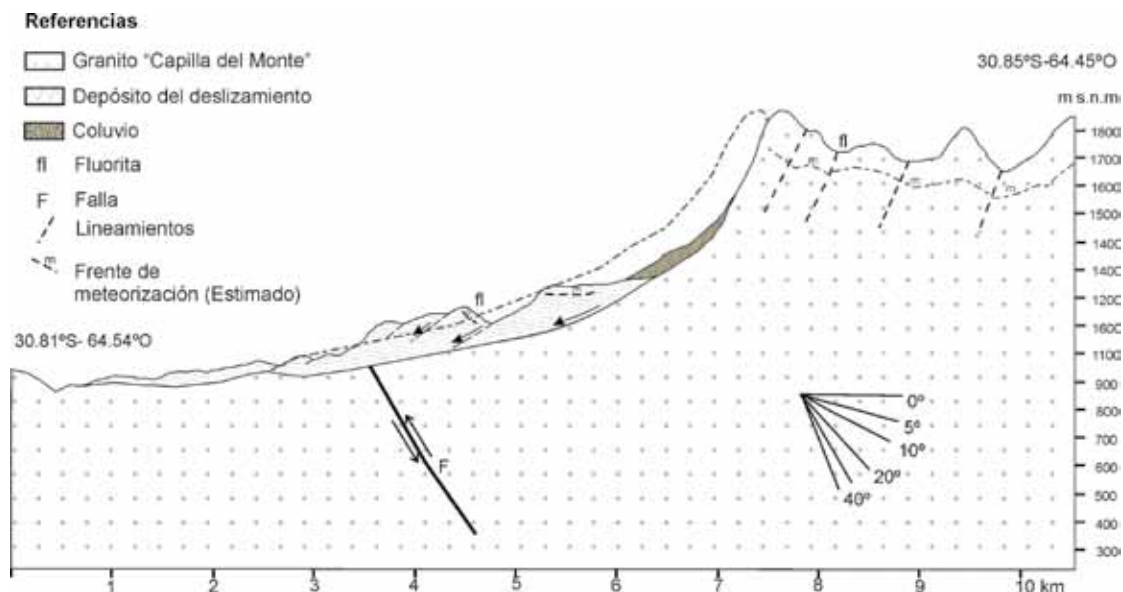


**Figura 3:** a) Mapa geomorfológico de la zona del deslizamiento; b) Modelo de elevación en 3D; c) Perfiles topográficos transversales al deslizamiento. En línea gruesa perfil marcado como línea en imagen b.

geofomas bochiformes típicas de litologías graníticas que fueron parcialmente cubiertas por el deslizamiento en su borde oriental. Las formas graníticas más comunes están representadas por roca meteorizada expuesta, con escaso desarrollo de suelos, sobre la que apoyan bochones (*corestones*), bloques (*tors*), rocas acastilladas

(*castle coppies*) y donde también se pueden visualizar formas de degradación por presión y microfisuración: *gnamas*, *pilas*, *tafonis*, etc. (Vidal Romani y Twidale, 1998). *Superficie cumbral disectada* (Cioccale 1999). Se sitúa al este del escarpe de falla (Fig. 3a) y ha sido identificada en todo el flanco oriental de las Sierra Chica, especialmen-





**Figura 4:** Perfil geológico de la zona del deslizamiento. En línea de puntos se indica posición del escarpe occidental de la Sierra Chica antes del deslizamiento.

te el segmento norte (Cioccale 1999). Se presenta con un relieve suavemente ondulado (6 - 12%) con inclinación general hacia el este provocada por el basculamiento del bloque de la sierra durante la orogenia andina. Altitudinalmente se ubica por encima de la curva de los 1.125 m s.n.m., manteniendo una altura promedio de 1.200 m s.n.m. y alcanzando una altura máxima de 1.949 m. s.n.m. (cerro Uritorco). El paisaje está dominado por lomas y colinas con pendientes rectas y convexas y valles abiertos con fondos planos. Las rocas predominantes son rocas graníticas, gneis tonalítico, gneis biotítico granitizado, las que se presentan intensamente meteorizadas.

**Escarpe de falla de la Sierra Chica.** El escarpe de la falla Sierra Chica es una geoforma tectónica, que se visualiza como una ladera empinada, respecto a la región circundante, y que alcanza más de 400 m de diferencia de altura respecto al valle. De acuerdo a las formas erosivas identificadas en él, puede decirse que se trata de un escarpe compuesto que ha sufrido sucesivos eventos de alzamiento mientras se desarrollaban intensos procesos erosivos. Esta circunstancia dificulta la determinación de una edad aproximada del escarpe, pero tentativamente su edad sería del orden de  $10^3$ - $10^6$  años (Cioccale 1999).

**Abanicos aluviales.** Se desarrollan al pie del

escarpe de falla, hacia el norte y sur del deslizamiento, observándose que el megadeslizamiento los ha cubierto por completo. En ellos dominan los sedimentos gruesos y rodados conformando un paisaje inclinado constituido por lomas y colinas subparalelas con redes de drenaje distributivas. Se considera que los flujos densos jugaron una importante participación en su formación.

**Lomas de conglomerado.** Se encuentran en el sector noreste de la zona de estudio. Son colinas y cerros compuestos por conglomerados cretácicos, dispuestos en forma discordante sobre las rocas del basamento (Superficie cumbre disectada).

**Escarpe de arranque (ó Nicho).** Se ubica en el escarpe de la falla Sierra Chica. Presenta la típica forma cóncava, semicircular en planta orientada hacia el oeste (Fig. 4). Su ocurrencia provocó el retroceso del flanco del escarpe en aproximadamente 800 m medido sobre los espolones (límite laterales del deslizamiento). Presenta alta pendiente ( $>40^\circ$ ) y está surcado por una red de drenaje paralela sin desarrollo de quebradas, lo que indica la juventud de su formación. Al pie se observa acumulación de coluvios.

**Lóbulo de acumulación del deslizamiento.** Está formado por sedimentos diamicticos gruesos compuestos por grandes bloques de roca proveniente del escape de falla.

Su borde distal está representado por un marcado cambio de pendiente y, sobre todo, por una variación de las características morfológicas, manteniendo homogeneidad en el tipo litológico. En planta presenta una forma ovalada, con el eje mayor perpendicular al frente montañoso. Internamente esta unidad está conformada por los bloques rotados que han resistido la fragmentación (Fig. 5a), depositados al pie del escarpe, y las acumulaciones de material grueso de aspecto brechoso, o de bloques desorganizados que se acumularon hacia el sector distal (Fig 5b).

**Bloques rotados.** Se ubican por delante del escarpe de arranque, en planta tienen forma alargada en sentido norte-sur y se ubican en forma paralela a la sierra. Se identificaron dos conjuntos de bloques rotados: los proximales, mejor preservados, que son asimétricos, con pendiente suave hacia el frente de avance y más escarpada en la ladera opuesta; y los bloques rotados distales con características similares pero que se encuentran muy disectados por erosión hídrica (Fig. 3a).

En la parte superior de estos bloques rotados, la que se ubica a contrapendiente hacia el frente de sierra, se pueden reconocer restos, casi intactos, de la paleosuperficie cumbre disectada, en los cuales se preservan restos de los perfiles de meteorización provenientes de la menciona-

da paleosuperficie.

### Descripción del megadeslizamiento

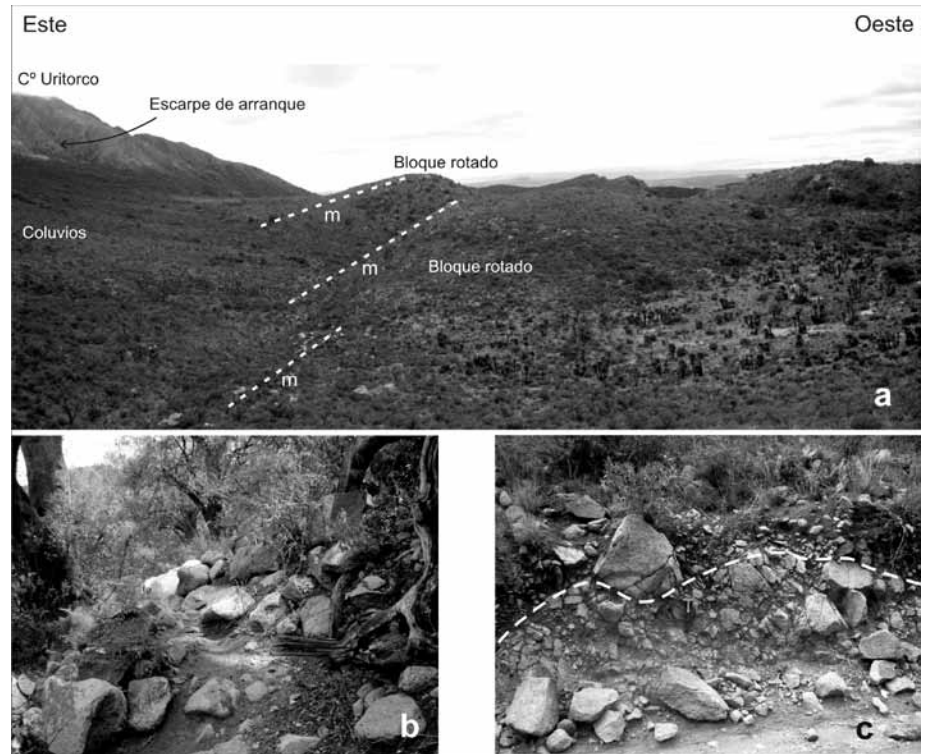
Los factores que incidieron en la ocurrencia, forma y magnitud del MDCU se consideran de acuerdo a lo propuesto por Crozier (2004) en: Precondicionantes, preparatorios y desencadenantes.

*Factores precondicionantes (estáticos).* El tipo de roca y estructuras (foliación, diaclasas y fallas) de las rocas graníticas foliadas y migmatitas, constituyen los principales elementos intrínsecos que actuaron como catalizadores permitiendo operar efectivamente a los factores dinámicos.

*Factores preparatorios (dinámicos).* Predisponen la ocurrencia el movimiento en la ladera. Se identificaron dos factores concurrentes que inducen al deslizamiento: 1) Intensa fracturación de la roca causada por el ciclo extensivo cretácico y la posterior inversión tectónica producida por el levantamiento tectónico andino. 2) Alteración diferencial de la roca producida a través del sistema de grietas extensionales cretácicas, por donde se produjo la circulación de diferentes soluciones hidrotermales enriquecidas en fluorita con calcedonia y pirolusita-psilomelano con calcita (que conforman brechas). Posteriormente, estas zonas favorecieron la circulación de aguas de origen meteórico que generaron procesos de hidrólisis y caolinización de feldespatos (Coniglio *et al.* 2010).

La combinación de procesos de alteración en zonas preferenciales de falla alteró mecánica y químicamente el macizo rocoso hasta niveles muy profundos (se reconocen estos rasgos hasta en la base de los bloques rotados), condicionando su comportamiento mecánico casi hasta nivel de regolito a lo largo de las zonas debilitadas (disminución de su resistencia al corte y cohesión); por esta razón el plano de deslizamiento alcanzó mayor profundidad, respecto de los sectores no meteorizados, favoreciendo el arranque de material casi hasta la base misma del escarpe de falla. El levantamiento tectónico activo, influyó en el incremento del relieve y el consecuente aumento de la energía potencial disponible en la ladera.

*Factores desencadenantes.* Son los que inician

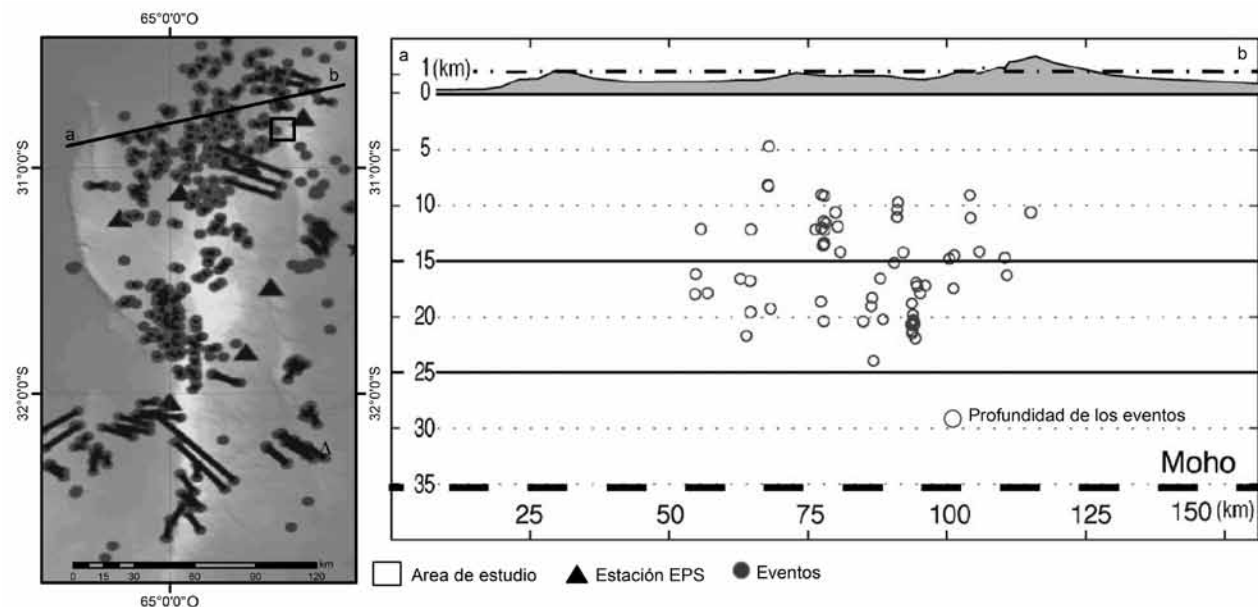


**Figura 5:** a) Vista general (hacia el sur) de la parte superior del deslizamiento. Se pueden apreciar el escarpe de arranque, los bloques rotados y restos de la paleosuperficie cumbre de la sierra (línea discontinua blanca), donde se encuentran restos de perfiles de meteorización (m); b) Bloques de material granítico que componen el diamicto del lóbulo de deslizamiento; c) Perfil de meteorización (materiales debajo de la línea discontinua blanca) desarrollado sobre la paleosuperficie del techo de los bloques rotados.

el movimiento. De acuerdo a las formas resultantes y observaciones de campo, no existen evidencias que permitan suponer que el deslizamiento se produjo en presencia de agua (al menos no por saturación del macizo rocoso). Considerando que la falla Sierra Chica presenta sismicidad a lo largo de su traza, como así también las fallas de Pajarillo-Copacabana-Masa y la de Carapé (Massabie *et al.* 2003; Richardson *et al.* 2012) se estima que el deslizamiento fue gatillado por un sismo de moderada a elevada magnitud producido a baja profundidad (Keeper 1984; Rodríguez *et al.* 1999). La Figura 6 ejemplifica la sismicidad registrada en las Sierras de Córdoba, en ella puede observarse la marcada densidad espacial de eventos producidos en profundidades relativamente bajas (10-20 km). Se trata de sismos de baja a media magnitud y cortos intervalos recurrencia, con escasos eventos de magnitudes extremas. Por ejemplo pueden citarse los sismos de intensidad VII y VI (Escala Mercalli) producidos en el año 1947, am-

bos con epicentro en las inmediaciones de Villa Giardino (20 km al sur del MDCU), sobre la falla Sierra Chica, (Rocca *et al.* 1999).

*Parámetros morfológicos.* El material movilizado durante el deslizamiento fue parcialmente evacuado de su nicho, dejando una cicatriz de despegue de 6,28 km de contorno y un frente descubierto promedio de 490 m, al pie de la cual se visualizan gigantes bloques de roca rotados (Figura 5a). La cavidad generada en el escarpe de la FSCh se ubica entre los 1.850 y 1.200 m s.n.m. y tiene un volumen aproximado de  $1,4 \times 10^9 \text{ m}^3$ . El megadeslizamiento se originó por un mecanismo compuesto de traslación-rotación de un macizo rocoso constituido por granitos, gneises y migmatitas, muy diaclasados y fisurados, según una dirección preferencial de 15-20° con alto buzamiento hacia el oeste; habiendo producido un depósito diamictico de aspecto brechoso y contorno casi circular en planta con un diámetro medio 5,4 km y un espesor medio de 90 m. El deslizamiento



**Figura 6:** Sismicidad de las Sierras Pampeanas de Córdoba en la zona del deslizamiento. Una comparación entre los registros sísmicos de eventos individuales (negro) y de eventos múltiples (gris). Las líneas negras conectan hipocentros para el mismo evento calculados por diferentes métodos (Modificado de Richardson *et al.* 2012). El perfil muestra la ubicación en profundidad de los hipocentros (Modificado de Richardson *et al.* 2012).

#### CUADRO 1: Parámetros morfométricos del megadeslizamiento.

##### Parámetros morfométricos

Deslizamiento tipo	Deslizamiento de rocas
Mecanismo de movimiento	Traslación-Rotación
Evento Disparador	Sísmico
Roca	Granitos y migmatitas
Evacuación de la fuente	Incompleta
Forma del depósito	Lóbulo circular, diámetro medio: 5,4 km
Espesor medio del depósito	90 m
Área media depósito	22,9 km <sup>2</sup>
Volumen estimado del depósito	2,1 x 10 <sup>9</sup> m <sup>3</sup>
Máxima elevación del depósito	1,230 m s.n.m.
Altura media de la base del depósito	930 m s.n.m.
Perímetro de la cicatriz de despegue	6,28 km.
Máxima elevación de la pared de origen	1,850 m s.n.m.
Base de la cicatriz	1,200 m s.n.m.
Altura media de la cicatriz	490 m (1.850-1360 m s.n.m.)
Área de la fuente	4,3 km <sup>2</sup>
Volumen aproximado de roca movilizada:	1,4 x 10 <sup>9</sup> m <sup>3</sup>
Máxima caída	920 m
Máxima distancia recorrida	5,77 km
Máxima trepada	0 m

tiene un volumen aproximado a  $2,1 \times 10^9$  m<sup>3</sup> y unos 5,77 km de distancia máxima recorrida, abarcando un área aproximada de 22,9 km<sup>2</sup> (Cuadro 1).

**Modelo de rotura.** Sobre la base de la geometría del escarpe de la falla Sierra Chica, el sector de arranque (cicatriz) y los depósitos de acumulación, se optó por explicar el deslizamiento mediante el modelo de rotura para grandes deslizamientos pro-

puesto por Bois *et al.* (2012). Los autores analizaron la influencia de las heterogeneidades estructurales y topográficas en la morfología de los deslizamientos por medio de la modelización física 3D y del análisis geomorfológico de eventos de remoción en masa. Los mencionados autores establecen que el modelo de evolución morfológica de una pendiente es el resultado de la interacción de la topografía

inicial, de las fracturas heredadas preexistentes (orientación y densidad), así como también del fallamiento activo que se ubica en la base del macizo rocoso. El número de fracturas simuladas influyen significativamente sobre el volumen movilizado y su cinemática. La Figura 7d muestra la aplicación del modelo propuesto por Bois *et al.* (2012) para el caso de roca fisurada en forma similar al caso del MDCU. Esta propuesta no sólo justifica las formas del deslizamiento propiamente dicho, sino que permite explicar la presencia de estructuras extensivas, ubicadas sobre la paleosuperficie cumbre, en forma de arcos concéntricos paralelos a la cicatriz del deslizamiento. Esto puede observarse en los modelos de elevación derivados (Fig. 2 b, c, d, e, f). Los mencionados lineamientos extensivos corresponderían a movimientos relativos de bloques producto de la concurrencia de los factores precondicionales y preparatorios.

Cabe entonces advertir la posibilidad de recurrencia de un evento similar en caso de acontecer un sismo de magnitud >6 (factor desencadenante) en alguna de las fallas activas de la zona (falla Sierra Chica y falla Pajarillo-Copacabana-Masa).

**Edad del megadeslizamiento.** Considerando que el deslizamiento ha desplazado (por



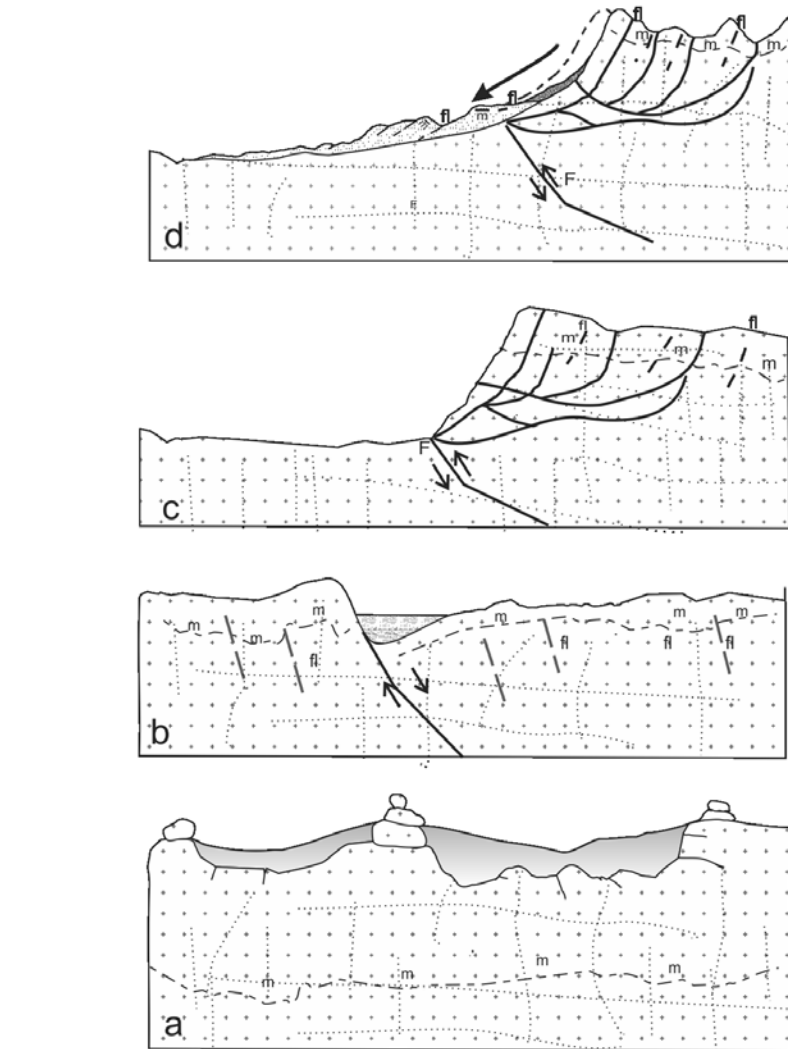
empuje frontal y lateral) y/o sepultado sedimentos de los abanicos aluviales del valle, asignados al Pleistoceno medio-tardío (Carignano 1997) y que tanto el depósito del deslizamiento, como la cicatriz de despegue presentan un significativo grado de erosión hídrica, se lo asigna tentativamente al Pleistoceno medio-tardío.

Por otra parte, la edad propuesta es consistente con aquellas asignadas a otros deslizamientos que presentan características asimilables a MDCU, datados en las Sierras Grandes de San Luis (González Díaz *et al.* 1999).

### Evolución y génesis del megadeslizamiento

Sobre la base de la información disponible se establece una secuencia evolutiva del MDCU considerando la historia geológico-geomorfológica de las Sierras Pampeanas propuesta por Carignano *et al.* (1999), como un preconditionante de primer orden. Se ha determinado que hay una marcada influencia de la historia geológica preandina sobre las geoformas de las sierras (Carignano *et al.* 1999), como así también se ha demostrado el control de la tectónica previa sobre las estructuras generadas por la orogenia andina (Schmidt *et al.* 1995; Martino, *et al.* 2012). Por ello, se tomaron cuatro eventos representativos de cambios significativos en la evolución de las sierras, pertinentes a la explicación de las geoformas resultantes y a los procesos asociados. Las primeras tres etapas se diagramaron con información preexistente (Schmidt *et al.* 1995; Cioccale 1999; Carignano 1999).

Etapa de tranquilidad tectónica y dominio de la meteorización (Fig. 7a). Se considera que las Sierra Pampeanas en general y la Sierra Chica en particular entre fines del Triásico tardío y hasta el Jurásico medio se presentaban como una porción de basamento completamente estabilizada y ligeramente elevada, donde predominaban climas templados húmedos a subtropicales húmedos, instalados desde fines del Triásico, que habrían producido la intensificación de la alteración de las rocas del basamento a niveles muy profundos (Carignano *et al.* 1999; Kirschbaum



**Figura 7:** Modelo evolutivo del megadeslizamiento. a) Estabilidad tectónica bajo climas húmedos-cálidos, dominio de los procesos de meteorización de las rocas del basamento ígneo-metamórfico y desarrollo de un frente de meteorización (m) tipo etchplain (Jurásico tardío); b) Apertura del Océano Atlántico, proceso de rifting y desarrollo de cuencas sedimentarias cretácicas e intrusión hidrotermales de fluoritas (fl); c) Inversión tectónica, elevación de las sierras e instalación de relieve actual (Plio-Pleistoceno); d) Desarrollo del megadeslizamiento Cerro Uritorco en roca meteorizada y fracturada con altas pendientes. Disparador sísmico.

*et al.* 2005). Las sierras muestran profundos perfiles de meteorización desarrollados tanto en rocas graníticas, como en metamórficas, del orden de unos pocos metros hasta decenas de metros, éstos a su vez están frecuentemente asociados a paisajes de rocas abochonadas (*corestones*) remanentes de aquellos procesos de meteorización que fueron expuestos por los siguientes ciclos de erosión. Las condiciones paleoclimáticas y paleoambientales, arriba descritas, favorecieron el desarrollo de una gran superficie de aplanamiento, tipo etchplain.

*Etapa de rifting y generación de cuencas de origen extensional (Figura 7b).* A fines del Jurásico medio las condiciones paleogeográficas y paleoambientales cambiaron significativamente, finalizó la estabilidad regional y comenzó la etapa de extensión cortical relacionada con la separación y deriva de las placas africana y sudamericana. Las manifestaciones preliminares tienen lugar durante el Jurásico tardío, cuando se propaga el fallamiento extensivo desde el rift proto-Atlántico hacia el interior del Gondwana, generando un sistema de cuencas estrechas ubicadas en el este y

oeste a las sierras de Córdoba, siguiendo las líneas de debilidad correspondientes a zonas de suturas proterozoicas. De esta manera se desarrollaron cuencas intercratónicas en hemigrabens que se rellenaron principalmente con sedimentos continentales cretácicos, tipo “red beds”, intercalados con algunas capas de basaltos.

Varias de estas fallas normales relacionadas con estos escarpes están asociadas con mineralizaciones hidrotermales (presencia de fluorita) originadas a poca profundidad y moderada temperatura, por interacción de aguas meteóricas y fluidos termales ascendentes. Estas mineralizaciones han sido datadas como cretácicas (Coniglio *et al.* 2012).

*Etapas de inversión tectónica e instalación de la tectónica andina (Figura 7c).* La evolución morfológica de las sierras durante el Cenozoico está regida fundamentalmente por la actividad tectónica compresiva, resultado de la situación de borde continental activo de la región. A partir del Eoceno comienzan los movimientos andinos a influenciar la evolución de las Sierras Pampeanas elevando los bloques serranos y estructurando las cuencas intermontanas que, durante todo el Paleógeno y hasta el Mioceno temprano, son rellenadas por sedimentos continentales. En esta etapa acontece la fragmentación, basculamiento y ascenso de grandes bloques del basamento, elevando e inclinando el conjunto de las superficies de planación que en términos generales mantienen su aspecto, pero se intensifica la disección de los amplios valles preexistentes en los antiguos escarpes erosivos generándose un nuevo sistema de valles encajados en los preexistentes.

Por otra parte, estos movimientos son responsables de los escarpes occidentales de las sierras que constituyen el rasgo morfológico más conspicuo, producto de los movimientos andinos. Dos secuencias sedimentarias fanglomerádicas correspondientes a los eventos andinos, se acumularon al pie de los sistemas serranos.

*Etapas de concurrencia factores y producción del megadeslizamiento (Figura 7d).* Las etapas anteriores preparan las condiciones geométricas y geomorfológicas que se comple-

mentan con la actividad neotectónica. El deslizamiento se ubica en una zona de concurrencia de tres lineamientos tectónicos de magnitud regional: Falla Sierra Chica, falla Pajarillo-Copacabana-Masa y lineamiento Carapé. Estas fallas han sido límites activos y generadoras de las cuencas cretácicas. En el presente son fallas compresivas activas (al menos las dos primeras) que en forma concurrente producen el mayor levantamiento en la Sierra Chica, dejando un macizo rocoso que muestra un escarpe de falla de alta pendiente y que está compuesto por roca foliada, metamorfizada y fracturada, además de meteorizada diferencialmente a lo largo de zonas de fracturación que alojan las brechas con fluorita y minerales de manganeso. Esa concurrencia de factores favoreció el desplazamiento de un volumen de roca extremadamente grande por medio de un deslizamiento compuesto tipo traslacional-rotacional, aparentemente desencadenado por un evento sísmico importante.

Adicionalmente, por detrás del escarpe y sobre la pendiente oriental de la sierra, mediante rotura de origen extensivo, se produjeron movimientos relativos de los bloques que constituyen el actual frente de sierra y que podría potencialmente movilizarse en un futuro, pues se mantienen las mismas condiciones precondicionantes, con iguales factores de incidencia activos.

## CONCLUSIONES

El MDCU puede incluirse dentro del grupo de los megadeslizamientos a escala global de acuerdo a lo establecido por Korup *et al.* (2007).

El evento se habría desarrollado sobre material rocoso seco con velocidades moderadas; la mecánica del movimiento que mejor explica las geoformas resultantes es la traslacional-rotacional.

La propuesta de la estructura interna del macizo rocoso sujeto a deslizamiento se explica sobre el análisis realizado por Bois *et al.* (2012), en simulaciones en laboratorio y comparación con casos reales, ellos establecieron que la topografía inicial

ejerce un fuerte control en caso de colapso gravitacional y el número de fracturas influye en el volumen movilizado y su cinemática.

Se considera que para el caso del MDCU la litología, foliación, fallas y diaclasas del cuerpo rocoso fueron los precondicionantes principales. En cuanto a los factores preparatorios, la meteorización y el cambio geométrico por el levantamiento de la sierra son los más relevantes, siendo la sismicidad el principal factor desencadenante.

La convergencia de las estructuras regionales, litología, sismicidad, historia geomorfológica y eventos climáticos combinados en un contexto espacio - temporal son la base para la explicación de un evento de estas características.

El estudio de estos deslizamientos de gran magnitud y muy baja recurrencia aportan conocimiento para la comprensión de la evolución de los escarpes de falla, como así también tienen aplicación directa en la determinación de la amenaza de movimientos de ladera en las Sierras Pampeanas. Por otra parte, la datación de estos megadeslizamientos de origen cosísmico constituyen un indicador para extender el registro neotectónico.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Banchig, A.L. Moreiras, S.M. y Banchig, P. N. 2009. Eventos de deslizamientos y repesamientos reiterados de ocurrencia prehistórica en la cuenca del río Villavil, Sierra de Aconquija, Andalgalá, Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 805-814.
- Bois, T., Bouissou, S. and Jaboyedoff, M. 2012. Influence of structural heterogeneities and of large scale topography on imbricate gravitational rock slope failures: New insights from 3-D physical modeling and geomorphological analysis. *Tectonophysics* 526-529: 147-156.
- Carignano, C. 1997. Caracterización y evolución durante el Cuaternario superior de los ambientes geomorfológicos extraseranos en el noroeste de la provincia de Córdoba. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 207 p., Córdoba.
- Carignano, C.A., Cioccale, M.A., y Rabassa, J.

1999. Landscapes antiquity of the Central Sierras Pampeanas (Argentina): Geomorphic evolution since the Gondwana times. *Zeitschrift für Geomorphologie* 118: 245-268.
- Cioccale, M.A. 1999. Investigación geomorfológica de cuencas serranas. Estudio geomorfológico integral: Morfodinámica, morfometría y morfogénesis del flanco oriental de la Sierra Chica de Córdoba. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 123 p., Córdoba.
- Coniglio, J.E., D'èramo, F. J., Pinotti, L.P. Demartis, M., Gulleiro Insúa, L. y Petrelli, H.A. 2010. Control estructural de las mineralizaciones de fluorita del batolito Cerro Aspero, Sierras Pampeanas de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67: 507- 520.
- Crozier, 2004. Landslides. En: Goudi A.S. (ed.) *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. 969-970. London.
- Esper Angillieri, M. Y. 2011. Inventario de procesos de remoción en masa de un sector del departamento Iglesia, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68: 225- 232.
- Esper Angillieri, M.Y. y Perucca, L. 2013 Mass movement in Cordón de las Osamentas, de La Flecha river basin, San Juan, Argentina. *Quaternary International* 301: 150-157.
- Fauqué, L. y Strecker, M.R. 1987. Rasgos de la neotectónica y deslizamientos de roca producidas por terremotos en la vertiente occidental de los Nevados del Aconquija, provincia de Catamarca, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 219-222, San Miguel de Tucumán.
- Fauqué, L. y Strecker, M.R. 1988. Large rock avalanche deposits (Struzstroms, Struzstroms) at Sierra Aconquija, Northern Sierra Pampeanas, Argentina. *Eclogae Geologiae Helveticae* 81: 579-592.
- Fauqué, L. y Strecker M.R. 2007. Deslizamientos de Rocas del Campo del Arenal, Catamarca, Argentina. En: GEMMA. Movimientos en masa en la región andina: Una guía para la evaluación de amenazas. Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas, PMA-GCA: 313-319.
- Fauque, L. y González M.A. 2004. Qué características presentan los movimientos actuales con antecedentes históricos en las Sierras Pampeanas? In González M. and Bejerman, N.J. (eds.). *Peligrosidad geológica en Argentina*. ASAGAI, Buenos Aires. Volumen especial 4: 408-410.
- Fauqué, L., Hermanns, R., Hewitt, K., Rosas, M., Wilson, C., Baumann, V., Lagorio, S. y Di Tommaso, I. 2009. Mega-deslizamientos de la pared sur del cerro Aconcagua y su relación con depósitos asignados a la glaciación pleistocena. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 691-712.
- Fernández, D.S. 2005. The giant paleolandslide deposits of Tafi del Valle, Tucumán Province, Argentina. *Geomorphology* 70: 97-111.
- González Díaz, E.F. 2010. Síntesis histórica del estudio del proceso de la remoción en masa en la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69: 688-690.
- González Díaz, E.F., Fauqué, L., Costa, C.H., Giaccardi, A., Palomera, P.A. y Pereyra, F. 1997. El deslizamiento de rocas del "Potrero de Leyes", Sierras Pampeanas australes, Sierra Grande de San Luis, Argentina (32°30' lat.S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52: 93-107.
- González Díaz, E.F., Fauqué, L., Costa, C.H. y Giaccardi, A.P. 1998. El deslizamiento de rocas de Las Cañas: otra manifestación de estos fenómenos en el flanco oeste de la Sierra Grande de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53: 325-336.
- González Díaz, E.F., Costa, C.H., Giaccardi, A.D., Bierman, P.E y Cafée, M. 1999. Edades de cosmonuclidos <sup>16</sup>Be y <sup>26</sup>Al en deslizamientos de rocas de la Sierra de San Luis. Implicaciones paleosismológicas. 5° Congreso Geológico Argentino (Salta), Actas 1: 81-82, Salta.
- González Díaz, E.F. y Folguera, A. 2005. El reconocimiento de avalanchas de rocas y deslizamientos de bloques rocosos prehistóricos en el área andina de Neuquén (37°15' - 37°30'S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 446-460.
- González Díaz, E.F., Folguera, A., Costa, C.H., Wright, E. y Ellisondo, M. 2006. Los grandes deslizamientos de la región septentrional neuquina entre los 36°-38°S: Una propuesta de inducción sísmica. *Revista Asociación Geológica Argentina* 61: 197-217.
- Gordillo, C. y Lencinas, A., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En: Leanza, A. F. (ed.): *Geología Regional Argentina Academia Nacional de Ciencias, Córdoba*. 1-39.
- Hermanns, R.L. y Strecker, M.R., 1999. Structural and lithological controls on large quaternary rock avalanches (sturzstroms) in arid northwestern Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 111: 934-948.
- Hermanns, R.L., Trauth, M., Niedermann, S., McWilliams, M., y Strecker, M. 2000. Tephrochronologic constraints on temporal distribution of large landslides in northwest Argentina. *Journal of Geology* 108: 35-52.
- Keeper, D.K. 1984. Landslides caused by earthquake. *Geological Society of America Bulletin* 95: 406-421.
- Kirschbaum, A., Martínez, E., Pettinari, G. y Herrero, S. 2005. Weathering profiles in granites, Sierra Norte (Córdoba, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 19: 479-493.
- Korup, O., Clague, J.J., Hermanns, R.L., Hewitt, K., Strom, A.L. y Weidinger, J.T. 2007. Giant landslides, topography, and erosion. *Earth and Planetary Science Letters* 261: 578-589.
- Martino, R.D. Guerreschi, A. B. y Carignano C.A. 2012. Influencia de la tectónica preandina sobre la tectónica andina: el caso de la falla de la Sierra Chica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69: 207-221.
- Massabie, A. 1982. Geología de los alrededores de Capilla del Monte y San Marcos, provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 37: 153-173.
- Massabie, A., Sanguinetti, Lo Forte, G. y Cegarra, M. 2003. La actividad neotectónica en la sierra Baja de San Marcos - Cruz del Eje, flanco occidental de las Sierras Pampeanas Orientales. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 653-663.
- Moreiras, S.M. 2004. Landslide incidence zonation in the Rio Mendoza Valley, Mendoza Province, Argentina. *Earth Surface Processes and Landforms* 29: 255-266.
- Moreiras, S.M. 2012. Avances en el estudio geomorfológico de la quebrada de Matienzo, Mendoza. *Contribuciones Científicas GAEA* 23: 159-173.
- Moreiras, S.M. y Coronato, A. 2009. Landslides processes in Argentina. In: Latrubesse, E.M. (eds.) *Natural Hazards and Human-Exacerbated Disasters in Latin America. Developments in Earth Surface Processes* 13: 301-332.
- Penna, I. M., Hermanns, R. y Folguera, A. 2008. Remoción en masa y colapso catastrófico de diques naturales generados en el frente orogénico andino (36°-38°S): Los casos Navarrete y Río Barrancas. *Revista de la Asociación*



- Geológica Argentina 63: 172-180.
- Penna, I. M., Hermanns, R. L., Niedermann, S. y Folguera, A. 2011. Multiple slope failures associated with neotectonic activity in the Southern Central Andes (37°-37°30'S), Patagonia, Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 123: 1880-1895.
- Perucca, L. y Esper Angillieri, M. Y. 2006. El aluvión del 12 de Noviembre de 2005 en el río Santa Cruz. Departamento Calingasta, Provincia de San Juan. 3° Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas 1: 233-242, Córdoba.
- Perucca, L. y Esper Angillieri, M.Y. 2008. A preliminary inventory of periglacial landforms in the Andes of La Rioja and San Juan, Argentina, at about 28°S. *Quaternary International* 190: 171-179.
- Perucca, L. y Esper Angillieri, M. Y. 2009. Evolution of a debrisrock slide causing a natural dam: the flash flood of Río Santa Cruz, Province of San Juan? November 12, 2005. *Natural Hazards* 50: 305-320.
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O. y Pérez, D.J., 2002. The Pampean flat-slab of the central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 59-78.
- Richardson, T., Gilbert, H., Anderson, M. y Ridgway, K.D. 2012. Seismicity within the actively deforming Eastern Sierras Pampeanas, Argentina. *Geophysical Journal International* 188: 408-420.
- Rimann, H., 1918. Estudio geológico de la Sierra Chica entre Ongamira y Dolores. *Boletín Academia Nacional de Ciencias* 23: 129-202. Córdoba
- Rocca, R., Decanini, L. y Prato, C. 1991. Riesgo sísmico en le valle longitudinal de las sierras de Córdoba. *Actas de la Asociación de Geología Aplicada a la Ingeniería* 6: 136-153.
- Rodríguez, C.E., Bommer, J.J., y Chandler R.J. 1999. Earthquake-induced landslides: 1980-1997. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 18: 325-346.
- Schmidt, C.J., Astini, R.A., Costa, C.H., Gardini, C.E. y Kraemer, P.E. 1995. Cretaceous rifting, Alluvial Fan Sedimentation, and Neogene Inversion, Southern Sierras Pampeanas, Argentina. En Tankard, A.J., R. Suárez S., and Welsink H.J. (eds.) *Petroleum basins of South America*. AAPG, Memoir 62: 341-358.
- Strecker, M.R., Bloom, A.L., Carrion, M., Villanueva, A., y Naeser, C., 1984. Piedmont terraces in the Valle de Santa María and in front of southwestern Sierra del Aconquija, provinces of Catamarca, Tucumán and Salta, northwestern Argentina. En: Nullo, Cingolani y otros (ed.) 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 448-465. San Carlos de Bariloche.
- Strecker, M.R., Bloom, A.L., Malizzia, D., Cervený, P., Bossi, G., Bense, C. y Villanueva García, A., 1987. Nuevos datos neotectónicos sobre las Sierras Pampeanas Septentrionales (26°-27°S). República Argentina. En: Aceñolaza, F., Bossi, G., Toselli, A. (eds.), 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 231-234. San Miguel de Tucumán.
- Strom, A.L. y Korup, O. 2006. Extremely large rockslides and rock avalanches in the Tien Shan Mountains, Kyrgyzstan. *Landslides* 3: 125-136.
- Trauth, M.H., Bookhagen, B., Marwan, N., y Strecker, M.R., 2003. Multiple landslide clusters record Quaternary climate changes in the northwestern Argentine Andes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 194: 109-121.
- Vidal Romaní y Twidale. 1998. Formas y paisajes graníticos. Universidade da Coruña. 411p. España.

Recibido: 13 de mayo, 2013

Aceptado: 5 de noviembre, 2013