

ANÁLISIS NEOTECTÓNICO DEL ÁREA CERRO SALINAS, DEPARTAMENTO SARMIENTO, PROVINCIA DE SAN JUAN

Héctor CISNEROS¹, Carlos H. COSTA¹ y Carlos GARDINI¹

¹ Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis, San Luis. Email: cisneros@unsl.edu.ar

RESUMEN

El cerro Salinas es una de las exposiciones más australes del basamento cristalino de las Sierras Pampeanas. Alrededor del mismo han sido reconocidos varios trazos de fallas caracterizados por escarpas rectilíneas de dirección submeridiana, que afectan a depósitos sedimentarios referidos al Terciario y Cuaternario. La actitud espacial de las fallas neotectónicas está controlada por la posición de la estratificación y de los contactos litológicos principales de las unidades terciarias, lo cual se ha interpretado preliminarmente como evidencia del flexodeslizamiento asociado al acortamiento andino. Esta situación guarda mucha similitud con el estilo de deformación de las principales zonas de fallamiento cuaternario de la Precordillera Oriental. Acorde con la distribución espacial de las deformaciones neotectónicas y de la geometría de las mismas, se dividió al área analizada en tres sectores. La principal estructura neotectónica, la falla Cerro Salinas, constituye el límite oeste tanto del cerro Salinas como de los afloramientos precuaternarios circundantes con una longitud reconocida de 15,77 km. Las observaciones realizadas en el área de estudio, principalmente al norte del mismo permiten indicar que la deformación en el frente de falla está vinculada a escarpas asociadas con fallas inversas propagantes. La discriminación cronológica de las unidades morfoestratigráficas cuaternarias se realizó en base a datos de multiparámetros y a la signatura de las superficies aluviales en imágenes Landsat ETM+ y ASTER, mediante procesamiento en base al método de componentes principales. En base a la sumatoria del desplazamiento vertical desarrollado por las escarpas de falla para el Pleistoceno tardío, se ha estimado una tasa de levantamiento mínima de 0,13 mm/año.

Palabras clave: *Neotectónica, Cerro Salinas, deformación andina, Cuaternario.*

ABSTRACT: *Neotectonic analysis of the Cerro Salinas area, Sarmiento department, province of San Juan.* The so called Cerro Salinas is one of the southernmost expressions of the Sierras Pampeanas crystalline basement. Several fault traces with N-S-trending rectilinear scarps have been recognized at its surroundings, affecting Tertiary and Quaternary deposits. The attitude of the neotectonic faults emplaced at the hanging-walls controlled by bedding and the main lithologic contacts of the Tertiary units, which in turn has been interpreted as a result of flexural-slip folding related to the Andean shortening. This situation is quite similar to the neotectonic style of the Eastern Precordillera. According to space distribution and geometries attributes of the neotectonic deformation, the analyzed area was divided into three main sections. The main neotectonic structure (Cerro Salinas fault) is the west-bounding structure of the pre-Quaternary deposits with a recognized outcropping length of 15,77 km. Field data suggest that main deformation is related to reverse-propagating faults. Chronological discrimination among Quaternary morphostratigraphic units was based upon multiparameter data and the signature of the alluvial surfaces on Landsat ETM+ and ASTER images, through the principal components method. Considering the cumulative displacement of the surveyed scarps, an uplift rate of 0.13 mm/yr has been estimated for the Late Pleistocene.

Keywords: *Neotectonic, Cerro Salinas, Andean deformation, Quaternary.*

INTRODUCCIÓN

El cerro Salinas se localiza en el extremo sudoriental de la provincia de San Juan (Fig. 1), en una región que concentra gran parte de las estructuras potencialmente sismogénicas del territorio nacional y es considerada de máxima sismicidad en el país (INPRES, 1985).

La actividad sísmica en el cinturón pedemontano oriental de la Precordillera, en

el cual se inserta el cerro Salinas, incluye eventos destructivos como los terremotos de Mendoza (1861 y 1985), La Rinconada (1952) y San Juan (1944). Además, el 26 de julio de 1917, un sismo local (32,1°S; 68,9°O) de magnitud Ms 6.8 habría tenido epicentro en la zona del cerro Salinas (INPRES 1985).

La geometría y actividad de las estructuras en el frente orogénico de los Andes en la Precordillera mendocino-sanjuani-

na, es conocida sólo en sus aspectos más generales. Especialmente la primera de ellas es sin duda de especial relevancia para la caracterización de la actividad de fallas, ya que el análisis e interpretación de los fenómenos neotectónicos, puede aportar herramientas fundamentales para evaluar el potencial sismogénico de esta zona ubicada entre los dos centros más poblados del oeste argentino, Gran Mendoza y Gran San Juan, comprendiendo

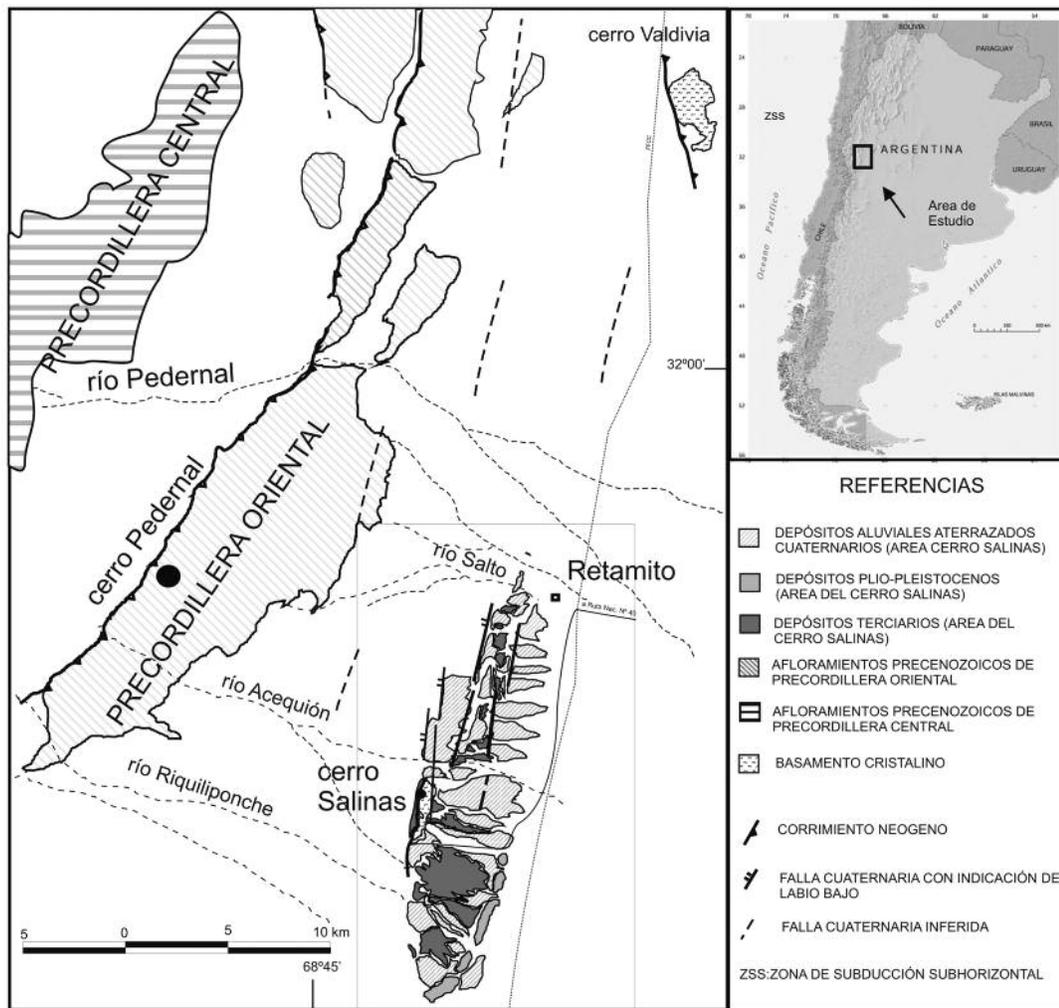


Figura 1: Mapa de ubicación del cerro Salinas, en donde se indican las principales unidades morfoestructurales regionales y las estructuras cuaternarias reconocidas en las adyacencias del mismo.

entre ambos más de 1,5 millones de habitantes.

Se analizan en este trabajo las deformaciones cuaternarias sobre la base del análisis de los rasgos geométricos.

METODOLOGÍA

El análisis a escala regional, mediante la utilización de imágenes satelitales de diferente resolución y fotos aéreas a escala 1:20.000, se complementó con la realización de trabajos de campo, los cuales consistieron en observaciones y mediciones estructurales y geomorfológicas, apoyados por destapes de terreno para reconocer las características de los frentes de escarpa.

La deformación de la cobertura aluvial se analizó mediante relevamientos topográficos

de detalle con estación total y posterior realización de cartografía DEM.

Se aplicaron en el área de estudio diversos métodos de análisis cronológicos relativos, mediante diferenciaciones a partir de texturas y estructuras presentes en sedimentos superficiales por acción constante de fenómenos meteoricos.

Se tuvieron en cuenta los parámetros dependientes del tiempo en el análisis de clastos, tales como: meteorización, desintegración, exfoliación, redondeamiento, pátina de oxidación, barniz del desierto o de roca y desarrollo de anillos de meteorización (Porter 1976). Además, entre los parámetros independientes del tiempo se consideraron: composición litológica de los bloques y otros fuera del análisis clásico como cotas máximas de depósitos cuaternarios y dimensiones de los depósitos.

Se considerarán aquí a las deformaciones cuaternarias *s.l.* como sinónimo de deformaciones neotectónicas (Costa *et al.* 2006a, Proyecto Multinacional Andino 2009), asumiendo que en el contexto sismotectónico andino, las estructuras con antecedentes sísmicos durante el Cuaternario (<1,8 Ma), son las que concentran mayores posibilidades de generar movimientos sísmicos futuros.

ANTECEDENTES

Los principales antecedentes sobre la geología de la zona corresponden a trabajos regionales, hidrogeológicos, petrográficos y estructurales como aquellos de Borello y Scanavino (1969), Rolleri (1969), Harrington (1971), Scanavino y Guichon (1973), Ortiz *et al.* (1975), Baldis *et al.*

(1979), Llano *et al.* (1984), Vaca y Rossa (1988), Manzanares (1990), Comínguez y Ramos (1990, 1991) y Vergés *et al.* (2002, 2007).

Son escasos los datos neotectónicos de campo en el área del cerro Salinas y los mismos están focalizados en el sector septentrional y oriental del área, destacándose los aportes de Bastías *et al.* (1984), Iantanos (1989) y Martos (1995). Esta última autora realizó una detallada descripción de las unidades cuaternarias del sector, observando la presencia de fallas inversas afectando a depósitos aluviales cuaternarios. Según esta contribución, las evidencias geomórficas indicarían al menos cuatro reactivaciones durante el Holoceno, estableciendo una máxima magnitud probable de Ms 6.74 para el sistema de fallamiento.

Vergés *et al.* (2002) describieron la estructura profunda del sector y posteriormente Vergés *et al.* (2007), interpretaron a la exposición de los afloramientos precámbricos del cerro Salinas como producto de una cuña cortical de bajo ángulo, cuya falla principal correspondería a un retrocorrimiento de dicha cuña. Otros aportes recientes referidos a la neotectónica y estructura general del sector corresponden a Cisneros *et al.* (2004), Costa (2005), Costa *et al.* (2006 a y b), Meigs *et al.* (2006), Lloret y Suvires (2006), Zambrano y Suvires (2008) y Meigs y Nabelek (2010).

GEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO

Se distinguen en el área de estudio un núcleo de serranías circundado por planicies aluviales. La primer unidad se encuentra representada por el cerro Salinas, morfoestructura sobreelevada y elongada con eje mayor en dirección submeridiana. Este afloramiento de pequeñas dimensiones (1,1 km²) está constituido por rocas metamórficas de bajo grado (mármoles, filitas y esquistos) (Llano *et al.* 1984). En la mayor parte del área se exponen sedimentitas con aspectos litofaciales semejantes a los depósitos neógenos genéricamente denominados Estratos Calcha-

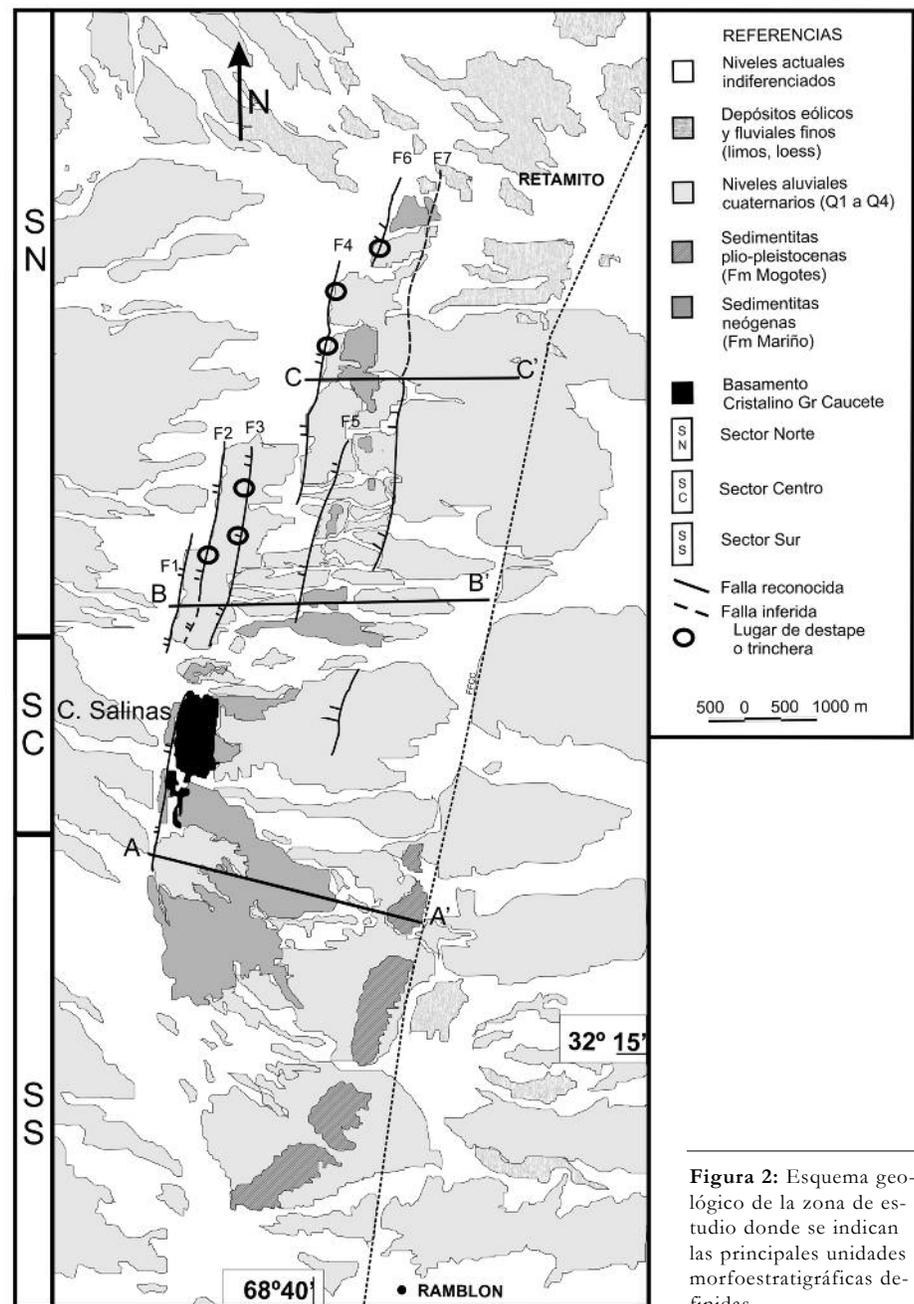


Figura 2: Esquema geológico de la zona de estudio donde se indican las principales unidades morfoestratigráficas definidas.

quenses (Stappenbeck 1910), éstos se extienden con rumbo meridiano entre las estaciones de Retamito y Ramblón, con escaso relieve y/o cubiertos por depósitos modernos (Fig. 2). Dichas sedimentitas apoyan en relación de no-concordancia sobre los infrayacentes depósitos del basamento cristalino, constituyendo éste el único lugar del sur sanjuanino donde se observa el contacto entre depósitos neógenos y el zócalo cristalino.

El cerro Salinas es considerado el núcleo de un anticlinal con orientación submeridiana, fallado en su flanco oeste (Comínguez y Ramos 1990, 1991, Vergés *et al.* 2007). Se reconocen también lineamientos transversales secundarios cuya expresión más destacada, la fractura del río Acequión, constituye el límite austral de los afloramientos de mármol en el cerro Salinas. Al sur de este rasgo se exponen filonitas en lomadas bajas sobreyaciendo

en contacto discordante a los estratos terciarios (Castro de Machuca 1990, Vergés *et al.* 2007).

Grupo Caucete (Borrello 1969): Precámbrico?-Paleozoico inferior?

Los afloramientos metamórficos basamento cristalino del sector corresponden al cerro Salinas. Este cerrillo de 1,1 km² está conformado por metamorfitas de bajo grado, (mármoles y filonitas), en contacto tectónico, provocando la repetición alternada de ambas litologías en forma de escamas de espesores que varían entre 15 a 200 m. Estas escamas están limitadas en la base por planos de fracturación de bajo ángulo que se han comportado como verdaderos sobrecorrimientos, preexistentes respecto a la fracturación que elevó y dio configuración a este cuerpo serrano (Castro de Machuca 1990).

En el pozo de exploración de petróleo YPF-Ramblón 2, a escasos 200 metros al norte de la localidad homónima se describieron rocas idénticas a las que asoman en el cerro Salinas a 976 metros de profundidad (Comínguez y Ramos 1990).

Formación Mariño (Biondi 1936, *non subst.* Roller y Criado Roque 1970): Terciario

El área alledaña al cerro Salinas presenta uno de los perfiles más completos de estratos asignados al Terciario aflorantes en el sur de la provincia de San Juan, observándose una secuencia bien expuesta con base y techo visible. Estas sedimentitas fueron asignadas al Grupo Calchaquí (Yrigoyen 1993), siendo descriptas por Contreras *et al.* (1990) con el nombre genérico de sedimentitas terciarias.

El ancho de afloramiento de estas sedimentitas varía desde 0,85 km en el extremo austral del área (al sur de la cual no se observan afloramientos de estas unidades), hasta un máximo de 4,98 km, en cercanías del cerro Salinas.

Dentro de esta secuencia pueden distinguirse tres miembros, con arreglo granocreciente y coloraciones dominantes *beige* y gris-rojiza: El miembro inferior corresponde a una sucesión homoclinal inclina-

da en promedio entre 24°E y 33°E. Está compuesto por pelitas rojizas a rosadas, arcilitas y limolitas finamente laminadas, pelitas arenosas, areniscas de grano fino a medio, con abundante yeso en venas y concordante con los niveles de fracturas y estratificación. La cementación no es muy fuerte, y en sectores presentan mayor susceptibilidad a la erosión que los niveles discordantes cuaternarios con cementación carbonática.

El miembro medio corresponde a una secuencia de areniscas pardo-grisáceas, que afloran inmediatamente al sur del cerro Salinas (Fig. 2). Se diferencia del subyacente por una coloración menos rojiza y por el aumento gradual de su granulometría, predominando areniscas y sedimentitas areno-tobáceas de grano medio a medio-grueso. La secuencia presenta una disposición homoclinal (20-24°E), aunque la estratificación no es tan marcada como en el miembro inferior, debido a una importante bioturbación (Contreras *et al.* 1990). Aparecen también niveles conglomerádicos finos, con gran participación de clastos ígneos (>50%) intercalados y, en forma subordinada, clastos de areniscas verdes y calizas grises.

El miembro superior corresponde a conglomerados gruesos (ortoconglomerados con clastos de tamaño máximo entre 10 a 30 cm de diámetro), compuestos mayoritariamente por clastos de proveniencia local y precordillerana (calizas y grauvacas) en los niveles cuspidales, con participación secundaria de conglomerados finos a medio (ortoconglomerados con tamaño de clastos inferiores a los 5 cm). La secuencia presenta una disposición homoclinal (17-22°E).

Teniendo en cuenta similitudes litofaciales con unidades litoestratigráficas presentes en áreas cercanas al sur y al oeste (Salagasta y al norte y oeste de la ciudad de Mendoza) y las relaciones estratigráficas con secuencias paleozoicas, se asume una edad neógena (Mioceno-Plioceno) para estas sedimentitas continentales (Yrigoyen 1993). Las mismas infrayacen en discordancia angular de bajo ángulo a las secuencias suprayacentes.

Formación Mogotes (Yrigoyen 1979) (= Conglomerados de los Mogotes, Trümpy y Lehz 1937; = Formación Los Mogotes, Polanski 1963)

Los afloramientos cenozoicos se asignan a la Formación Mogotes (Yrigoyen 1979, 1993). Estas sedimentitas se corresponden con la zona más elevada de la planicie pedemontana, exceptuando al cerro Salinas. Se mantiene aquí la denominación de Formación Mogotes, debido a la mayor cercanía con la zona de Luján de Cuyo en Mendoza.

Estos depósitos se caracterizan por una alternancia rítmica de areniscas rojizas oscuras y paraconglomerados. Las psamitas de origen fluvial se encuentran muy cementadas, con granulometría media a gruesa, y con presencia de estructuras que indican régimen de flujo medio a alto. Los paraconglomerados son polimícticos y bastante cementados, con clastos redondeados, mayoritariamente grauvácicos, y subordinadamente carbonáticos e ígneos efusivos. El espesor total de los bancos conglomerádicos expuestos supera los 20 metros de potencia.

La significativa potencia de esta formación es el resultado del levantamiento precordillerano, como resultado de la última etapa evolutiva de la migración del frente orogénico andino (Ramos 1988, Ramos *et al.* 2002). La marcada variación lateral de estos depósitos, sumado a la presencia de paleocauces y una imbricación de clastos característica, sugiere un origen fluvial de los mismos.

Esta unidad se apoya en discordancia angular sobre los términos asignados a la Formación Mariño, igual relación estratigráfica guarda hacia el sur (Luján de Cuyo) donde fue descripta la Formación Mogotes. (Trümpy y Lehz 1937, Polanski 1963)

La tendencia de los depósitos es granocreciente y la estratificación se muestra pobre e irregular, notándose a veces solamente por areniscas que se van haciendo más gruesas hacia los niveles cuspidales, hasta convertirse exclusivamente en gravas. Dichos sectores se corresponden con las mayores expresiones topográficas.

Trümphy y Lehz (1937) asignan la edad de esta formación entre el Plioceno tardío y el Pleistoceno temprano, dependiendo del lugar donde fue descrito. Marshall *et al.* (1986), le asignan a esta unidad una edad pliocena tardía en base a la correlación con aquellas unidades de la Formación Bajada Grande del sector centro-sur mendocino que poseen niveles tobáceos con dataciones radimétricas de $2,6 \pm 0,1$ Ma y $2,4 \pm 0,3$ Ma.

Algunos autores (Yrigoyen 1993, entre otros) prefieren ubicar estos depósitos dentro del Pleistoceno tardío, relacionando los primeros englazamientos andinos con la acumulación de depósitos aluviales gruesos del borde montañoso.

CUATERNARIO

Los depósitos asignados al Cuaternario yacen en discordancia angular sobre las litologías anteriormente descritas y se extienden a lo largo del borde pedemontano oriental de los frentes montañosos de la sierra de Pedernal, constituyendo principalmente depósitos de terrazas, detritos de faldeo y rellenos de cauces actuales. Presentan generalmente disposiciones horizontales o subhorizontales, aunque en el sector norte del área de estudio los términos más antiguos han sido afectados por deformaciones que localmente los abovedaron y/o fracturaron.

Las cubiertas clásticas de los niveles aluviales aterrazados de diferentes generaciones están relacionadas con cursos menores que descienden fundamentalmente de la vertiente oriental de la sierra de Pedernal, o bien representan depósitos aluviales vinculados con cursos de mayor orden, alóctonos, de carácter temporario o permanente de bajo caudal.

El piedemonte oriental de la sierra de Pedernal tiene un ancho promedio de 12 km, alcanzando 18 km en la zona del río Acequiión. El área pedemontana desarrollada al este del cerro Salinas, presenta una longitud máxima de 7,5 km., hasta alcanzar la planicie oriental donde se observa un predominio de facies de barreal y una importante variación en el gradien-

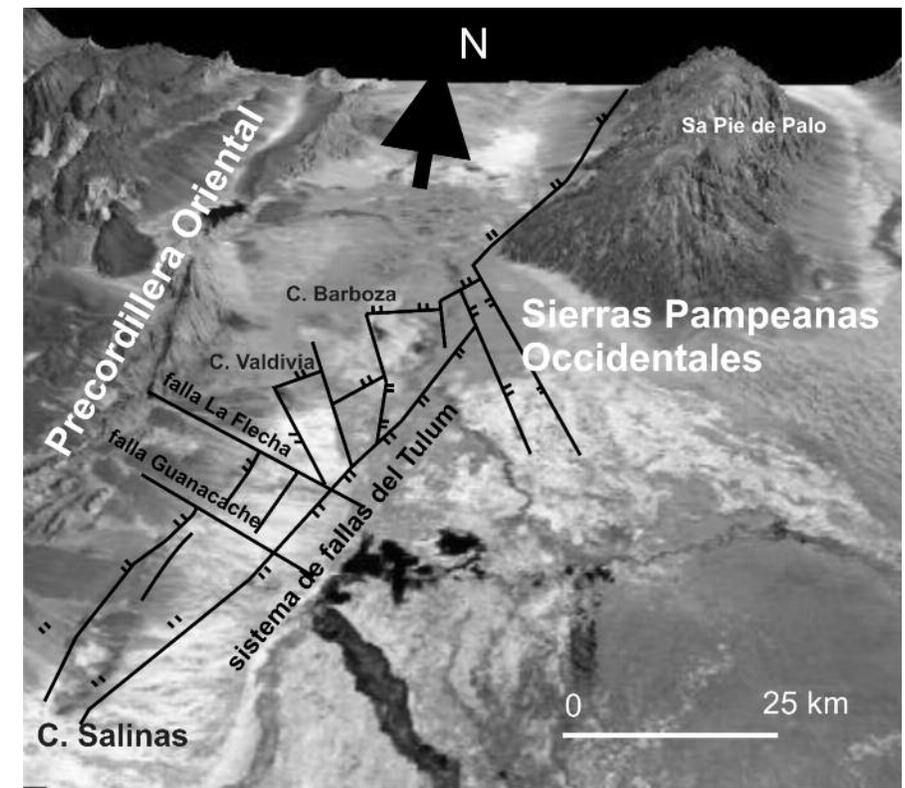


Figura 3: Sistema de fallas El Tulum (modificado de Zambrano y Suvires 2008).

te regional.

La variedad litológica espacial de las cubiertas aluviales es muy amplia debido a las diversas áreas de aporte (sedimentitas terrígenas de la sierra de las Peñas, calcáreas de la sierra de Pedernal, esquistos y mármoles del cerro Salinas, etc.). Además de la diversidad litológica del aporte, también son importantes las interdigitaciones y cambios laterales de facies con que se relacionan las unidades litoestratigráficas cuaternarias.

La composición litológica de los mantos aluviales presenta además diferencias en cuanto a forma y tamaño de los rodados, cantidad y tipo de matriz, y ordenamiento. Solamente en cercanías a los afloramientos metamórficos (al este y al sureste del cerro Salinas) los depósitos se encuentran cementados por carbonato de calcio (niveles travertínicos) y la presencia de abundante cantidad de yeso. Estas características resultarían de surgencias naturales de aguas mineralizadas vinculadas a zonas de fallamiento cuaternario (Martos 1995)

La composición litológica de los clastos que conforman las distintas cubiertas aluviales cuaternarias analizadas, varía según el área de aporte principal de los fragmentos. Se reconoce un neto predominio de rodados de caliza, pedernal y sedimentitas grauwáquicas, presumiblemente provenientes de la sierra de Pedernal.

En las geoformas vinculadas a cauces alóctonos, como el río Acequiión, se nota mayor porcentaje de rodados líticos, fundamentalmente clásticos e ígneos intrusivos ácidos, lo que sugiere la proveniencia por retransporte de Cordillera Frontal.

Al este del cerro Salinas, las cubiertas aluviales presentan además rodados angulosos de rocas metamórficas, lo que indica una limitada madurez textural y mineralógica debido a la proximidad del área de aporte.

En este sector la cubierta aluvial cuaternaria se apoya en relación de no-concordancia sobre filonitas y mármoles biselados por superficies de erosión, o en discordancia angular sobre sedimentitas terciarias.

Las unidades aluviales cuaternarias corresponden al sector oriental de los niveles agradacionales pedemontanos de la Precordillera Oriental, vinculados con los ríos principales del sector. Dichos niveles han sido sobre elevados por las sucesivas reactivaciones del frente de fracturación principal de los cerros Valdivia y Salinas (Ortiz *et al.* 1975). La procedencia del material de las unidades aluviales cuaternarias del sector norte está relacionada con los abanicos aluviales de los ríos Salto y Acequión; y las del sector sur con los paleocauces del río Riquiliponche. Estos niveles aluviales no presentan diferencias marcadas con niveles similares presentes en localidades cercanas como La Rinconada y Pederal (Martos 1995) a excepción de los clastos de metamorfitas locales (mármoles, esquistos, filonitas, cuarzo en vetas).

Unidades morfoestratigráficas reconocidas

Unidad Q4: Esta unidad se encuentra en discordancia angular sobre depósitos neógenos y metamorfitas, evidenciable al norte del cerro Salinas. Se compone de conglomerados muy cementados por CO_3Ca , con intercalaciones limosas. Se han diferenciado hasta cuatro facies diferentes según su contenido de carbonato de calcio, aspecto que favorece su preservación. Esta unidad presenta una superficie ondulada con importante presencia de barniz y pavimento del desierto. Se la distingue en fotos aéreas por su baja reflectancia en la banda pancromática, dando tonalidades más oscuras, debido probablemente a su alto grado de cementación. En el terreno se diferencian de las unidades aluviales más jóvenes por su mayor elevación topográfica.

Unidad Q3 (Fig. 2): Este nivel aluvial está principalmente desarrollado al sur del cerro Salinas, en leve discordancia angular (6°E) sobre el sustrato neógeno. Al oeste de la falla cerro Salinas, se apoya sobre las filonitas (verdes y borra vino) del Grupo Caucete (Fig. 4).

La unidad Q3 se encuentra muy consolidada a partir de una fuerte cementación

carbonática y posee colores variados, desde ocres a rojizos oscuros, y grises, productos de alteración hidrotermal presentes en la zona. Se caracteriza por gravas compuestas por rodados de areniscas y volcanitas ácidas. Muestra muy buen grado de conservación, y debido a su baja reflectancia se observa con tonalidades grises oscuras en imágenes pancromáticas. Se diferencia en fotos aéreas por una textura menos rugosa y por presentar un nivel tonal más claro que la unidad Q4.

Unidad Q2: Esta unidad está integrada por gravas finas con clastos de areniscas grauváquicas verdes (en forma subordinada calizas, metamorfitas y volcanitas) e intercalaciones lenticulares de limos. La granulometría es más fina que la anterior. Se dispone discordantemente sobre la paleosuperficie de planación desarrollada sobre las sedimentitas neógenas. Su superficie es irregular, planizada en sectores, con presencia de barniz fundamentalmente férrico. En fotos aéreas se manifiesta como una unidad de textura homogénea y tonos más claros que los niveles aluviales descriptos anteriormente.

Unidad Q1: Esta unidad está conformada por depósitos de terrazas aluviales a diferentes cotas, siendo muy representativa arealmente al norte del cerro Salinas. La misma se encuentra afectada por la mayoría de las fallas presentes en la zona. Se compone de rodados subredondeados a subangulosos de areniscas grauváquicas, calizas y subordinadamente volcanitas ácidas de tamaños inferiores a los 10 cm de diámetro.

Esta unidad se apoya en discordancia angular sobre sedimentitas neógenas y presenta un relieve aplanado con formación de barniz y pavimento del desierto. El espesor de las unidades varía entre 1,5 a 2 metros dependiendo de su ubicación en relación a las estructuras de deformación locales.

Unidad Q0: Está constituida por el material de relleno actual de cauces en todo el nivel pedemontano, siendo ésta una unidad correspondiente a cauces funcionales (de aportes actuales y de actividad reciente). La composición litológica está do-

minada por los aportes del río Acequión, con clastos de granulometría variable y composición de calizas, gravas, areniscas y también clastos de metamorfitas del cerro Salinas. La geometría de estos cuerpos es aquella típica de planicies aluviales en formación, con superficies irregulares, aún sin formación de barniz.

DESCRIPCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS CUATERNARIAS

Considerando las características geométricas de las deformaciones cuaternarias y su distribución espacial, y tomando como parámetro de base al predominio de estructuras, se ha dividido el área analizada en tres sectores (de norte a sur) (Fig. 2):

a) El sector norte está caracterizado por depósitos aluviales cuaternarios sobreyaciendo en relación de discordancia angular a depósitos neógenos (Grupo Calchaquí y Formación Mogotes). Los mismos están marcando la presencia de estructuras N-S, conformando escarpas rectilíneas (véanse Figs. 2, 5 y 6). En general este sector presenta trazos de escarpas con orientación submeridional visibles en fotos aéreas.

b) El sector central está caracterizado por la presencia de afloramientos de rocas metamórficas de bajo grado del cerro Salinas, infrayaciendo en no-concordancia a depósitos cenozoicos con inclinaciones mayores a 25° al este. Se observan pocas evidencias morfológicas de deformaciones cuaternarias, concentradas fundamentalmente en la falla principal (FCS).

c) En el sector sur predominan afloramientos neógenos dispuestos en secuencias homoclinales con inclinaciones variables entre 18° y 30° al este, con menor participación de elementos aluviales cuaternarios en cuanto a niveles expuestos, en relación a los otros dos sectores. En este sector sur las deformaciones cuaternarias están limitadas a un grupo de escarpas afectando a niveles cuaternarios en el límite oeste (continuación de la falla principal) (Fig. 4).

La deformación cuaternaria asociada al

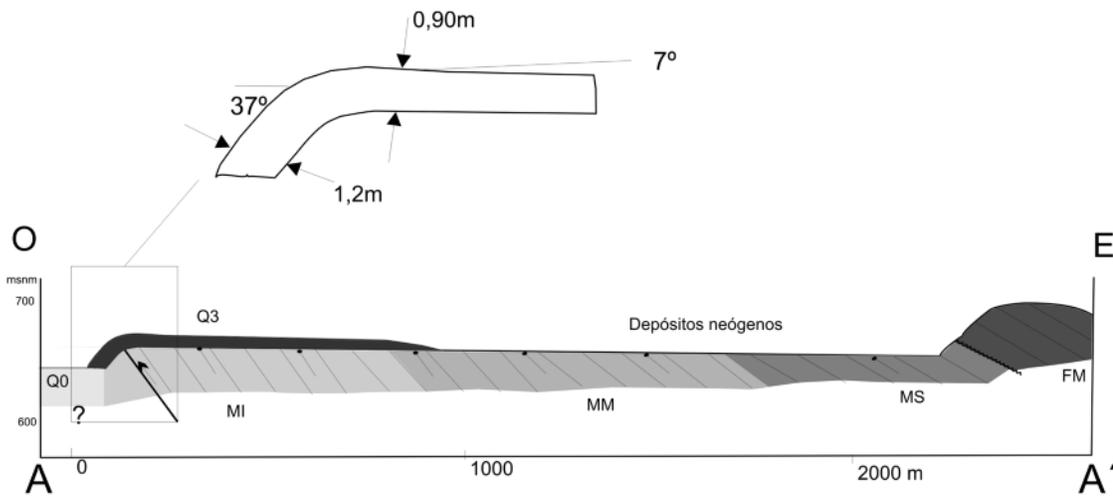


Figura 4: Perfil A-A' (indicado en la figura 2) en el que se advierte la flexura monoclinial, presente, en el sector occidental, en depósitos correspondientes a la Unidad Q3. MI: miembro inferior (gris claro), MM: medio, MS: superior y FM: Formación Mogotes.

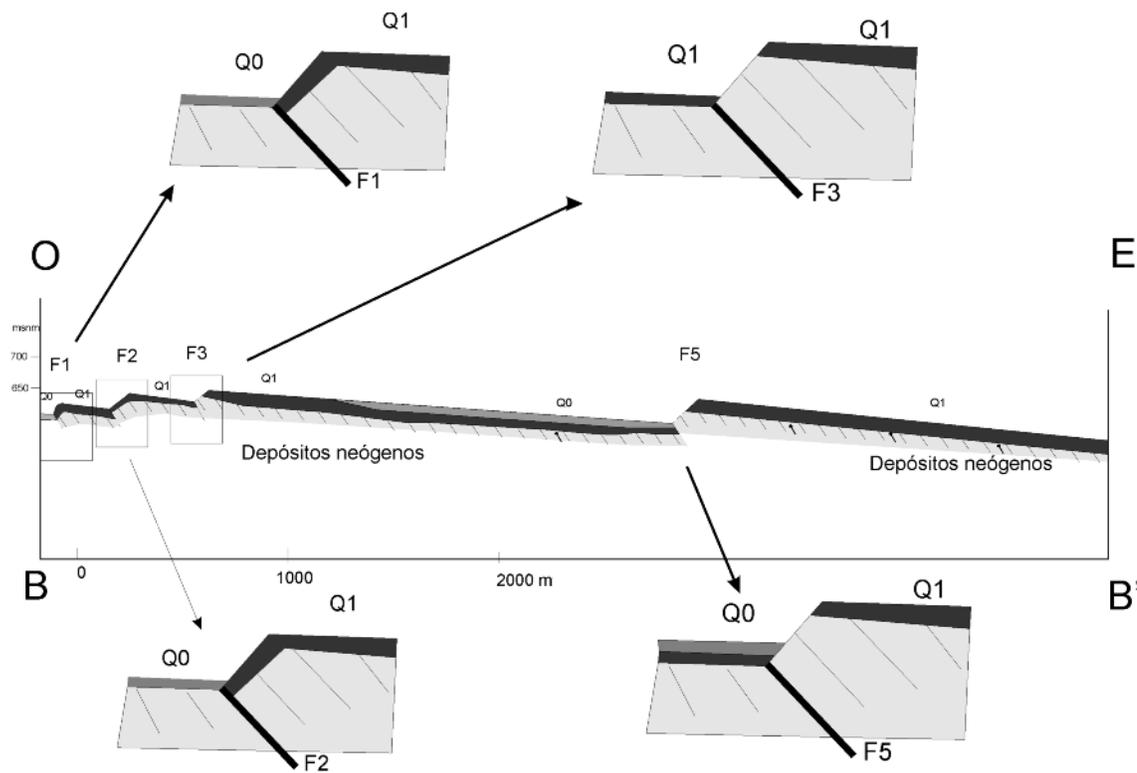


Figura 5: Perfil B-B' (indicado en la figura 2).

cerro Salinas, principalmente en el sector central y norte, resulta en una geometría monoclinial con cara al este desarrollada en los depósitos cuaternarios de la unidad Q1 (Fig. 4). Ésto sugiere un corrimiento propagante en los depósitos cuaternarios, con vergencia al oeste. En este trabajo las deformaciones cuaternarias se definen en base a la morfología de las escarpas observadas en el campo, dado a que éstas constituyen el único rasgo sobresaliente, no siendo así indicado-

res cinemáticos. En este trabajo se describirá la falla principal cerro Salinas. La falla cerro Salinas corresponde al frente de falla principal, expresado a través del desarrollo de escarpas en la cobertura cuaternaria. Éstas se reconocen a lo largo de 15,7 km, presentando rumbo meridiano y una disminución de su amplitud topográfica hacia el sur y hacia el norte del cerro homónimo. En el extremo norte de esta estructura se presentan una serie de escarpas paralelas

entre sí, con cara libre al oeste, ampliamente disectadas. Se efectuaron diversas labores de destape manual, indicadas en la figura 2, gracias a las cuales fue posible observar que las estructuras superpuestas a los depósitos cuaternarios expuestos corresponden a flexuras antes que a rupturas de dicha cobertura. El truncamiento y hábito rectilíneo de los depósitos aluviales de la unidad Q1 revelan una serie de escarpas monoclinales alineadas y parcialmente erosionadas a

manera de pequeños cerrillos, con suave buzamiento hacia el este, los cuales han sido interpretados como productos del plegamiento por propagación de la falla. (véase perfil A-A', Fig. 4), correspondiendo al limbo corto de un monoclinial frontal.

En algunos sectores, principalmente en el sector norte (prolongaciones de las fallas F1 y F2, Fig. 2), las escarpas se encuentran muy erosionadas, detectándose la presencia de las mismas a partir de anomalías en el drenaje (sectores con diseño rectangular), el cual encuentra un obstáculo a contrapendiente de más de un metro de altura, que imposibilita su escurrimiento normal por la pendiente hacia el este (Fig. 5).

Los registros más notorios de actividad cuaternaria se observaron en las escarpas más occidentales del extremo norte de la zona de estudio (Fig. 6), 1 km al suroeste de la localidad de Retamito, donde se evidencian escarpas de rumbo N-S afectando a depósitos modernos (véase Fig. 2, F1, F2 y F3). En dicho sector se realizó un destape, observándose flexuras desarrolladas en depósitos de los niveles Q2 y Q0. La longitud de estas escarpas alcanza 570 metros en dirección NNE-SSO (Fig. 2). El desnivel entre la superficie del bloque alto y la parte baja de la escarpa es de 1,7 m rasgo que se interpreta como amplitud mínima del monoclinial frontal que, afectando a los niveles Q2 se encuentra asociado a la propagación más superficial de la falla cerro Salinas.

Al SE de esta región, se han reconocido escarpas paralelas al frente principal de fallamiento en sedimentitas neógenas (Fig. 2), con escarpas poco impuestas, correspondiendo a fallas de rumbo norte e inclinación al este, que ponen en contacto estas rocas sobre sedimentos del primer nivel de agradación pleistoceno (Q4). En estos últimos depósitos se observa una suave flexura monoclinial en la zona de falla.

Los estratos terciarios, con disposición predominante NNE e inclinación promedio de 18° a 20° SSE) subyacen en discordancia angular a los depósitos cuater-

narios, los cuales se encuentran en posición subhorizontal con leve inclinación al este (5°).

La dirección de las escarpas paralelas a las que se hizo referencia anteriormente es coincidente con la estratificación de las rocas terciarias. En reconocimiento de campo, las escarpas de falla no son tan notorias siendo solo evidentes a través de una diferencia altitudinal de algunos metros y de los cambios litológicos de los niveles cuaternarios afectados por la fracturación, pero muy enmascarados por los procesos exógenos de erosión-sedimentación, muy activos en el área.

Se realizaron perfiles topográficos con estación total, cubriendo los sectores marcados en el mapa (Fig. 2) obteniéndose los siguientes resultados (Fig. 5):

Falla 1 (F1 en Fig. 2): Es la estructura neotectónica más occidental del área. Su escarpa se reconoce, en imágenes aéreas afectando a los depósitos Q1, notoriamente degradados por erosión fluvial asociada a cauces activos del río Acequión (Figs. 1 y 2). El desnivel en los sectores del perfil es de 1,1 m respecto a los niveles Q0 y Q1 (Fig. 5) y, a diferencia del área sur y zonas más occidentales, los niveles cuaternarios se encuentran cementado por niveles travertínicos. En destapes realizados en el sector no se observa ruptura superficial, y el análisis de la geometría de la deformación se dificulta por el escaso desarrollo de la estratificación; aún así es posible notar una leve flexión monoclinial a través de clastos direccionados, los que revelan inclinaciones inferiores a los 7°E (Fig. 4).

Falla 2 (F2 en Fig. 2): Esta estructura se extiende por 3,8 km, longitud medida en fotos aéreas, desde 500 metros al N del cerro Salinas, aunque su delimitación es difícil debido a su alto grado de disecación. Su límite septentrional es difuso y su trazo sólo es evidente donde se encuentra desarrollada la unidad Q1. En los perfiles realizados, la altura promedio de escarpa es de 10,2 m respecto a la cota del techo de la unidad Q1. Al igual que la escarpa de la falla 1, no se observan efectos de rupturas afectando a esta uni-

dad, pero sí flexuras que destacan un monoclinial con cara al oeste (Figs. 4 y 5).

En el extremo sur de esta falla es posible observar los niveles cuaternarios con una inclinación de 17° (al este). También en este sector los conglomerados de los niveles superiores de la unidad Q1 presentan una importante cementación carbonática, hecho que le confiere una alta resistencia a la erosión.

CONSIDERACIONES FINALES

Las deformaciones neotectónicas reconocidas en el sector del cerro Salinas están asociadas a escarpas rectilíneas y subparalelas y sus planos de desplazamiento se encuentran controlados por las superficies de estratificación de las secuencias sedimentarias terciarias. Las mismas corresponden a la falla marginal de una lámina de corrimiento con basamento pampeano involucrado correspondiente a la falla Cerro Salinas y a estructuras de acortamiento asociadas en el limbo dorsal de la misma. El acortamiento neógeno generado por esta estructura se acomoda a través de flexuras según las discontinuidades mecánicas principales constituidas por los planos de estratificación, en muchos de los cuales se han observado estrías de fricción. Tal mecanismo es favorecido por numerosos bancos pelíticos intercalados en las secuencias terciarias descriptas, resultando en estructuras y geomorfos con una marcada expresión rectilínea en el terreno. Esta notoria linealidad contrasta con la signatura topográfica usual de escarpas asociadas a fallas inversas y se explica por el alto ángulo de inclinación de los estratos subyacentes.

Las características antes mencionadas, la disposición homoclinal de la secuencia y su arreglo dentro de la estructura sinforme desarrollada en el subsuelo (Vergés *et al.* 2007) (Fig. 7), permiten interpretar a las deformaciones cuaternarias desarrolladas en el labio elevado de la falla Cerro Salinas como fallas flexodeslizantes que distribuyen la flexura y acortamiento provocado por la misma.

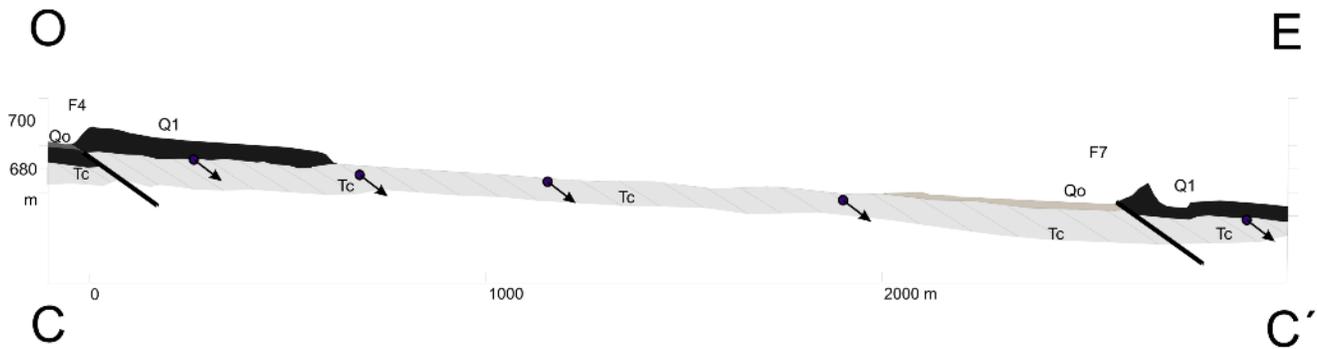


Figura 6: Perfil C-C' (indicado en la Fig. 2).

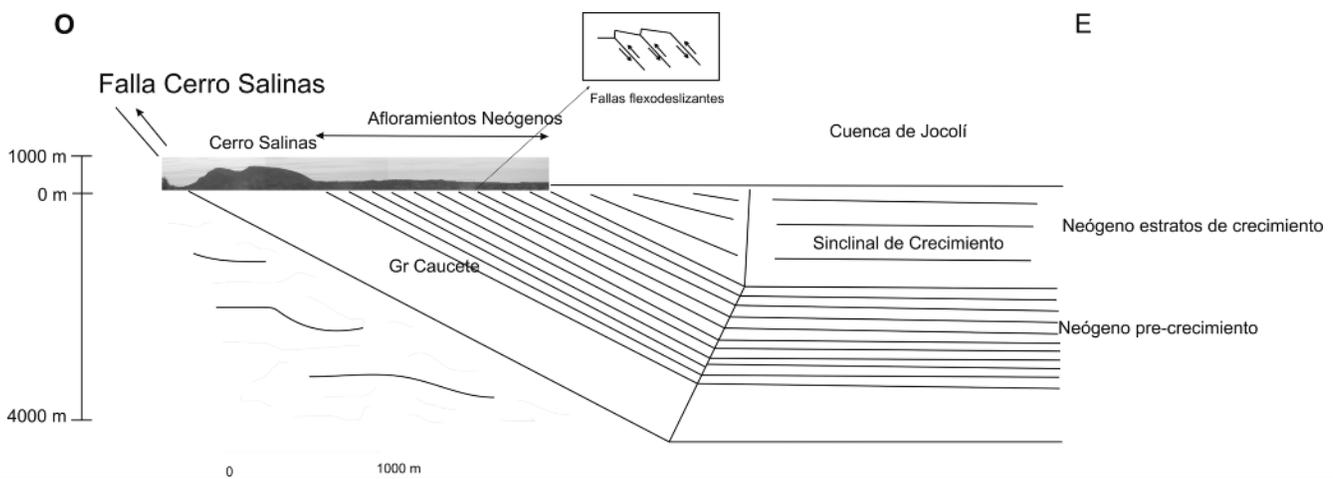


Figura 7: Esquema estructural basado en datos e interpretaciones de Vergés *et al.* (2007), mostrando la posición del sinclinal que incluye la estructura del área de estudio y la estratificación terciaria participante.

Según Vergés *et al.* (2007), la falla Cerro Salinas resulta de un retrocorrimento que corresponde a la expresión superficial de una cuña cortical. El marcado contraste reológico de la cuña con las secuencias sedimentarias adyacentes habría determinado una concentración de deformaciones cuaternarias en los alrededores. Este acortamiento aparece distribuido en las discontinuidades litológicas y mecánicas de la pila neógena, ya parcialmente biselada por superficies de erosión. Admitiendo la interpretación anterior, ninguna de las fallas interpretadas como flexodeslizantes corresponderían a la expresión directa de fuentes sísmogénicas principales, excepto la falla Cerro Salinas. Las mismas serían el resultado del desplazamiento y acortamiento asociado a esta falla. En las condiciones descritas, desplazamientos individuales o cósmicos en las diferentes estructuras reconocidas, ex-

presarían la distribución de un desplazamiento mayor localizado en la estructura sísmogénica principal.

Por lo tanto, la utilización de relaciones empíricas que vinculan el desplazamiento cósmico con magnitud del evento (ej. Wells y Coppersmith 1994) en las fallas secundarias, seguramente resultaría en la subestimación de las paleomagnitudes de dichos eventos.

Otra derivación de la interpretación mencionada refiere a que las fallas asociadas a las escarpas F1, F2, F3 y F4 (Fig. 2), no corresponderían a fuentes con importante capacidad sísmogénica, ya que su geometría y desarrollo está circunscrito a la estructura sinclinal desarrollada al este del cerro Salinas (Fig. 7).

No han podido reconocerse evidencias de rupturas superficiales recientes (holocenas/históricas) expuestas en el sector, principalmente debido a que las escarpas

descriptas se encuentran cubiertas por depósitos coluviales y aluviales más modernos. Por ejemplo en la falla 1 (F1 en Fig. 2), la escarpa está asociada a la flexura de la unidad Q1. Pero no se ha podido documentar el desarrollo de ambos flancos del monoclin, debido a que el sector inferior está cubierto por depósitos de la unidad Q0 (actuales).

Pese a la falta de exposiciones favorables, se entiende que la propagación de la falla Cerro Salinas ha deformado principalmente por flexura a las unidades aluviales más recientes (Q1). Lloret y Suvires (2006) y Zambrano y Suvires (2008) han propuesto la vinculación espacial de la falla Cerro Salinas con estructuras pampeanas marginales de la sierra de Pie de Palo, a través de la falla El Tulum (Fig. 3). No obstante, los rasgos morfoestructurales aquí descritos, guardan estrecha semejanza con el estilo del fallamiento obser-

vado en el piedemonte de la Precordillera Oriental (Bastías *et al.* 1984, Bastías *et al.* 1990, Costa *et al.* 2006a). Ello ha motivado a diversos autores a vincular la posible continuidad septentrional de la falla Cerro Salinas con estructuras de filiación precordillerana, como la falla La Rinconada (Comínguez y Ramos 1991, Vergés *et al.* 2007).

Asimismo, la sumatoria del desplazamiento experimentado por la unidad Q1, considerando todas las escarpas de falla subparalelas a la altura del perfil B-B' que la afectan, es de 16,1 m, y asumiendo una edad para estos depósitos correspondiente al Pleistoceno tardío (< 120.000 años), se podría estimar una tasa de levantamiento mínima de 0,13 mm/año.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean dejar expreso agradecimiento por los comentarios críticos y las valiosas sugerencias formuladas a C. del Papa y M. S. Japas.

El presente trabajo ha contado con el financiamiento de la Universidad Nacional de San Luis, a través del Proyecto 348901.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Baldis, B., Uliarte, E. y Vaca, A. 1979. Análisis estructural de la comarca sísmica de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 4: 294-311.

Bastias, H., Weidman, N. y Perez, M. 1984. Dos zonas de fallamiento plio-cuaternario en la Precordillera de San Juan. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 329-341, Bariloche.

Bastias, H., Uliarte, E., Paredes, J., Sanchez, A., Bastias, J., Ruzycki, L. y Perucca L. 1990. Neotectónica de la provincia de San Juan. 11° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 228-245, San Juan.

Biondi, J. 1936. Exploraciones geológicas practicadas desde el 10-XII-1935 al 26-I-36 en las inmediaciones del cerro Cacheuta. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (informe inédito), Buenos Aires.

Borrello, A.V. 1969. Los geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Geología y

Minería, Anales 14: 1-136, Buenos Aires.

Borrello, A. y Scanavino, R. 1969. Algunos procesos tectónicos marginales en la cadena andina del territorio argentino. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 99-106, Buenos Aires.

Castro de Machuca, B. 1990. El Basamento cristalino Precámbrico de la Provincia de San Juan. 11° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 2-17, San Juan.

Cisneros, H., Costa, C. y Gardini, C. 2004. Análisis neotectónico preliminar del área del Cerro Salinas, provincia de San Juan. 12° Reunión sobre Microtectónica y Geología Estructural, Actas: 4, Cafayate.

Comínguez, A. y Ramos, V. 1990. Sísmica de reflexión profunda entre Precordillera y Sierras Pampeanas. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 311-314, Buenos Aires.

Comínguez, H. y Ramos, V. 1991. La estructura profunda entre Precordillera y Sierras Pampeanas de la Argentina: Evidencia de la sísmica de reflexión profunda. *Revista Geológica de Chile* 18: 3-14.

Contreras, V., Damiani, O., Milana, J.P., Bracco, A. y Barrera, O. 1990. Paleógeno y Neógeno de San Juan. 11° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 154-184, San Juan.

Costa, C. 2005. The seismogenic potential for large earthquakes at the southernmost Pampean flat-slab (Argentina) from a geologic perspective. 6th International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts: 190-193, Barcelona.

Costa, C., Audemard, F., Becerra, F., Lavenu, A., Machette, M. y París, G. 2006a. An Overview of the Main Quaternary Deformation of South America. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61(4): 461-479.

Costa, C., Gardini, C., Diederix, H., Cisneros, H. y Ahumada, E. 2006b. The active Andean orogenic front at the Southernmost Pampean flat-slab. Backbone of the Americas, Abstract with Programs 15-1, Mendoza.

Harrington, J.H. 1971. Descripción geológica de la Hoja 22c, "Ramblón", Provincias de Mendoza y San Juan. *Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería*, 114, 87 p., Buenos Aires.

Iantanos, N. 1989. Evaluación de las evidencias del fallamiento cuaternario para el área del Cerro Salinas, Departamento Sarmiento. Provincia de San Juan. Tesis de licenciatura, Universidad Nacional de San Juan, (inédita), 90 p., San Juan.

INPRES 1985. El terremoto de Mendoza del 26 de enero de 1985. Instituto Nacional de Prevención Sísmica, Informe General, 137 p., San Juan.

Llano, J.A., Esparza, A.M., Rossa, N. y Vaca, A. 1984. Geología y petrografía del cerro Salinas, provincia de San Juan. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 298-309, Buenos Aires.

Lloret, G. y Suvires, G. 2006. Groundwater basin of the Tulum Valley, San Juan, Argentina: A Morphohydrogeologic analysis of its central sector. *Journal of South American Earth Sciences* 21(3): 267-275.

Manzanares, B. 1990. Morfotectónica de un sector de la Pampa del Acequión, Departamento Sarmiento. Provincia de San Juan. Tesis de licenciatura, Universidad Nacional de San Juan, (inédita) 120 p., San Juan.

Marshall, L., Drake, R. y Curtis, G. 1986. ⁴⁰K-⁴⁰Ar calibration of late Miocene-Pleistocene mammal-bearing Huayquerías and Tunuyán formations, Mendoza province, Argentina. *Journal of Paleontology* 60(2): 448-457.

Martos, L. 1995. Análisis morfo-estructural de la faja pedemontana oriental de las Sierras de Marquesado, Chica de Zonda y Pederal. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, (inédito), 555 p., San Juan.

Meigs, A., Krugh, W.C., Schiffman, C., Vergés, J. y Ramos, V.A. 2006. Refolding of thin-skinned thrust sheets by active basement involved thrust faults in the eastern Precordillera of western Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61(4): 589-603.

Meigs, A. J., y Nabelek, J. 2010. Crustal-scale pure shear foreland deformation of western Argentina. *Geophysical Research Letters* 37 L11304, 5 p., doi: 10.1029/2010GL043220.

Milana, J. P., Cevallos, M., Zavattieri, A.M., Pramparo, M. y Papu, H.O. 1993. La secuencia Terciaria de Pachaco: Sedimentología, Edad, Correlaciones y significado paleogeográfico. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 226-234, Mendoza.

Ortiz, A., Eder, J. y Vaca, A. 1975. Evaluación preliminar de las condiciones hidrogeológicas del área C° Valdivia-Ramblón, Departamento Sarmiento, Provincia de San Juan, Argentina.

- 2° Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, Actas 3: 75-93, Buenos Aires.
- Polanski, J. 1963. Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano, entre los ríos Diamante y Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 17(3-4) (1962): 127-349.
- Porter, S.C. 1976. Pleistocene glaciation in the southern part of the North Cascade Range, Washington. *Geological Society of America Bulletin* 87: 61-75.
- Proyecto Multinacional Andino (ed.) 2009. Atlas de Deformaciones Cuaternarias de los Andes. Servicio Nacional Geológico y Minero, Publicación Multinacional 7, 325 p., Santiago.
- Ramos, V.A. 1999. Rasgos Estructurales del Territorio Argentino. 1. Evolución tectónica de la Argentina. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*, Anales del Instituto de Geología y Recursos Minerales 29(24): 715-784.
- Rolleri, E. 1969. Rasgos tectónicos generales del Valle de Matagusanos y de la zona entre San Juan y Jocolí. Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24(4): 498-412.
- Rolleri, E.O. y Criado Roque, P. 1970. Geología de la provincia de Mendoza. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 1-60, Mendoza.
- Scanavino, R. y Guichon, M. 1973. Extensión de la estructura protoídica del área del Cerro Salinas. Departamento Las Heras, Mendoza. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 235-247, Buenos Aires
- Stappenbeck, R. 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería 4(3): 3-187, Buenos Aires.
- Trümpy, E. y Lehz, R. 1937. División estratigráfica de los terrenos aflorantes en la región comprendida entre Luján de Cuyo, Potrerillos y Tupungato. *Boletín de Informaciones Petroleras* 14(152): 39-56.
- Vaca, A. y Rossa, N. 1988. Petrología y Estructura del Frente occidental de Sierras Pampeanas en San Juan - Argentina. 5° Congreso Geológico Chileno y 1° Jornadas de Geofísica, Actas 6: A189-A202, Santiago.
- Vergés, J., Ramos, V., Bettini, F., Meigs, A., Cristallini, C., Cortés, J. y Dunai, T. 2002. Geometría y edad del anticlinal fallado del cerro Salinas. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 290-294, Calafate.
- Vergés, J., Ramos, V.A., Meigs, A., Cristallini, E., Bettini, B.H. y Cortés, J.M. 2007. Crustal wedging triggering recent deformation in the Andean thrust front between 31° S and 33° S: Sierras Pampeanas-Precordillera interaction. *Journal of Geophysical Research* 112, 22 p., B03S15, doi: 10.1029/2006JB 004287.
- Wells, D.L. y Coppersmith, K.J. 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84: 974-1002.
- Yrigoyen, M.R. 1979. Cordillera Principal. En Turner, J.C.M. (ed.) Segundo simposio de Geología Regional, Academia Nacional de Ciencias, 1: 651-694, Córdoba
- Yrigoyen, M.R. 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. En Ramos, V.A. (ed) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1: 123-148, Buenos Aires.
- Zambrano, J. y Suvires, G. 2008. Actualización en el Límite Entre Sierras Pampeanas Occidentales y Precordillera Oriental, en la Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(1): 110-116.

Recibido: 23 de abril, 2010

Aceptado: 18 de noviembre, 2010