



Estructuras del Pleistoceno tardío-Holoceno en la Precordillera Central: Su potencial como fuentes sismogénicas

Federico HARO SÁNCHEZ^{1,2}, Luis Martín ROTHIS^{1,2,3}, Juan Manuel ALCACER^{1,2}, Pablo BLANC^{1,2}, Laura PERUCCA^{1,2}, Nicolás VARGAS³ y Franck AUDEMARD⁴

¹Gabinete de Neotectónica y Geomorfología (INGEO-FCFN), Universidad Nacional de San Juan.

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina.

³Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Juan.

⁴Universidad Central de Venezuela, Ciudad Universitaria, Municipio Libertador, Caracas, Venezuela.

Emails: federicoharo58@gmail.com; marothis@gmail.com; alcacersanchez@gmail.com; pabloandresblanc@gmail.com; lauraperucca@gmail.com; nicolasvargas2003@yahoo.com.ar, faudemard@gmail.com

Editor: María Romina Onorato

Recibido: 14 de junio de 2023

Aceptado: 9 de octubre de 2023

RESUMEN

Entre los 29° y 32° S, sobre el borde oriental del orógeno andino, se han registrado numerosos terremotos que han generado a lo largo del registro geológico deformaciones en el terreno que modificaron el relieve. Sobre el borde suroccidental de la depresión de Matagusanos, en el piedemonte oriental de la provincia geológica de Precordillera Central, se realizó un estudio de detalle de estructuras con actividad tectónica cuaternaria. Se reconocieron 4 unidades geomorfológicas: unidad montañosa, de lomadas, de transición y deprimida, las cuales están directamente relacionadas con la evolución tectónica de la Precordillera. En la unidad de transición se identificaron numerosas evidencias de actividad tectónica cuaternaria, como por ejemplo anomalías en la red de drenaje, escarpas de falla, alineación de surgentes de agua y niveles aluviales dislocados. Estas evidencias son indicadoras de estructuras geológicas activas que en este trabajo han sido agrupadas y definidas dentro del Sistema de Fallas El Cajón. Cuatro escarpas de falla paralelas fueron reconocidas, las cuales tienen orientación N-S con la cara libre al oeste y alturas máximas de 4 m. Asociada a una de estas escarpas, en una exposición natural se identificó una falla inversa de alto ángulo y vergencia occidental (345°, 81° NE) que coloca la Formación Mogna (Plioceno superior) por encima de depósitos aluviales cuaternarios (Q2). Una datación por LOE (Luminiscencia Ópticamente Estimulada) de los sedimentos cuaternarios afectados por la falla arrojó una edad 8880 +/- 2000 años, sin mostrar evidencia de actividad en los niveles más recientes (Q1), lo que permitió inferir que la falla tuvo actividad con posterioridad al Holoceno temprano. Del análisis morfotectónico (marcadores lineales y planares) del Sistema de Fallas El Cajón se interpreta a esta estructura como una potencial fuente sismogénica situada muy próxima a la ciudad de San Juan y a tres represas hidroeléctricas ubicadas a lo largo del río San Juan, la cual puede generar un evento sísmico entre Mw=5.7 y Mw=6.3.

Palabras clave: Geomorfología, neotectónica, morfotectónica, terremotos

ABSTRACT

Late Pleistocene-Holocene Structures In The Central Precordillera: Their Potential As Seismogenic Sources.

Between 29° and 32° S, along the eastern border of the Andean orogen, numerous earthquakes have been recorded that have caused changes in the landscape throughout geological history. In the southwestern flank of the Matagusanos depression, located in the

eastern foothills of the Precordillera Central geological province, a detailed study was conducted on structures exhibiting Quaternary tectonic activity. Four distinct geomorphological units were identified: mountainous, hilly, transition, and depressed, all of which are closely linked to the tectonic evolution of the Precordillera. The transition unit revealed various indicators of Quaternary tectonic activity, including anomalies in the drainage pattern, fault scarps, alignment of springs, and displaced alluvial terraces. These characteristics suggest Quaternary structures that have been grouped and defined in this study as part of the El Cajón Fault System. Within this context, four parallel fault scarps oriented in a north-south direction were identified, characterized by a west-facing slope and reaching maximum heights of 4 m. Associated with one of these scarps, a high-angle thrust fault with a westward inclination (345° , 81° NE) was observed in a natural outcrop. This fault juxtaposed the Mogna Formation (upper Pliocene) over Quaternary (Q2) alluvial deposits. An Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating of the Quaternary sediments affected by the fault yielded an age of 8880 ± 2000 years, with no evidence of deformation in the more recent levels (Q1). This suggests that the fault did not have activity following the early Holocene. From the morphotectonic analysis (planar and linear markers) of the El Cajón Fault System, it is suggested that this structure is a potential seismogenic source located very close to the city of San Juan and three hydroelectric dams along the San Juan River. This could generate a seismic event ranging between $M_w=5.7$ and $M_w=6.3$.

Keywords: Geomorphology, neotectonics, morphotectonics, earthquakes.

INTRODUCCIÓN

La subducción de la placa de Nazca por debajo de América del Sur dio lugar al levantamiento de la Cordillera de los Andes en el margen occidental del continente sudamericano (Barazangi e Isacks 1976, Isacks 1988). Particularmente, entre los 30° y 33° de latitud Sur la placa de Nazca subduce a la placa Sudamericana con una posición casi horizontal, atribuida a la dorsal de Juan Fernández (Ramos et al. 2002). Este tipo de subducción ha generado en Argentina, a esta latitud, la concentración de más del 90% de la deformación cuaternaria documentada (Costa et al. 2006, Perucca y Vargas 2014, Costa et al. 2020). Además, se han identificado aquí muchas de las fuentes sismogénicas principales de Argentina.

La provincia geológica Precordillera se ubica en la porción central de la provincia de San Juan, entre los 68° y $69^\circ 30'$ O y los 28° y $32^\circ 30'$ S (Fig. 1b) constituida por un conjunto de sierras alargadas de orientación submeridional y separadas por valles intermontanos. Ortiz y Zambrano (1981) propusieron a partir de las características litológicas y estructurales que presenta Precordillera, una subdivisión de la misma en: Oriental, Central y Occidental. La estructura de Precordillera Central y Occidental se define como una faja plegada y corrida de piel fina con vergencia oriental y la Precordillera Oriental como una faja plegada y corrida de piel gruesa con vergencia occidental. Allmendinger et al. (1990) sugirieron que el nivel de despegue de los corrimientos que afectan la Precordillera Central se encuentra en las rocas sedimentarias cambro-ordovícicas, en tanto, que en Precordillera Oriental los corrimientos afectan rocas del basamento del Proterozoico.

La evolución de la Precordillera está relacionada con el desarrollo del segmento de subducción subhorizontal (Pam-

peano) de la placa de Nazca (Barazangi e Isacks 1976, Jordan et al. 1983, Ramos et al. 2002) (Fig. 1b). El extremo occidental de Precordillera se habría comenzado a formar hace 20 Ma, a partir de los esfuerzos compresivos generados por la orogenia andina (Jordan et al. 1993). Mientras que la Precordillera Central habría comenzado a estructurarse a partir de los 14 Ma (Levina et al. 2014) hasta la actualidad. Por otro lado, Zapata y Allmendinger (1996) consideraron que hace 2.7 Ma se habría formado Precordillera Oriental, mientras que Mardonez et al. (2020) sugirieron que la deformación en Precordillera Central cesó entre los 5 y 2 Ma, trasladándose hacia la Precordillera Oriental. En los modelos de interpretación relacionados a la evolución morfoestructural de Precordillera, se considera que en el sector oriental de Precordillera, el basamento cristalino, sobre el cual yacen los términos estratigráficos del Paleozoico, participa de la deformación. Por esta razón, la faja corrida y plegada de Precordillera Oriental es considerada de piel gruesa, en contraste con la Precordillera Central y Occidental en las cuales la condición sería de piel fina (Zapata y Allmendinger 1996).

En este estudio se efectuó un análisis de las estructuras neotectónicas identificadas a lo largo de la quebrada del río El Cajón, en un sector del piedemonte oriental de Precordillera Central, las cuales fueron analizadas y caracterizadas como potenciales fuentes sismogénicas debido a su proximidad a los principales centros poblados de la provincia de San Juan. Para lograr este objetivo se efectuaron estudios en exposiciones naturales y a través de los indicadores planares (niveles aluviales basculados) y lineales (escarpas de falla, anomalías en la red de drenaje y surgentes de agua alineados) que permitieron identificar y cuantificar la deformación tectónica cuaternaria de los diferentes sectores. De este modo, se in-

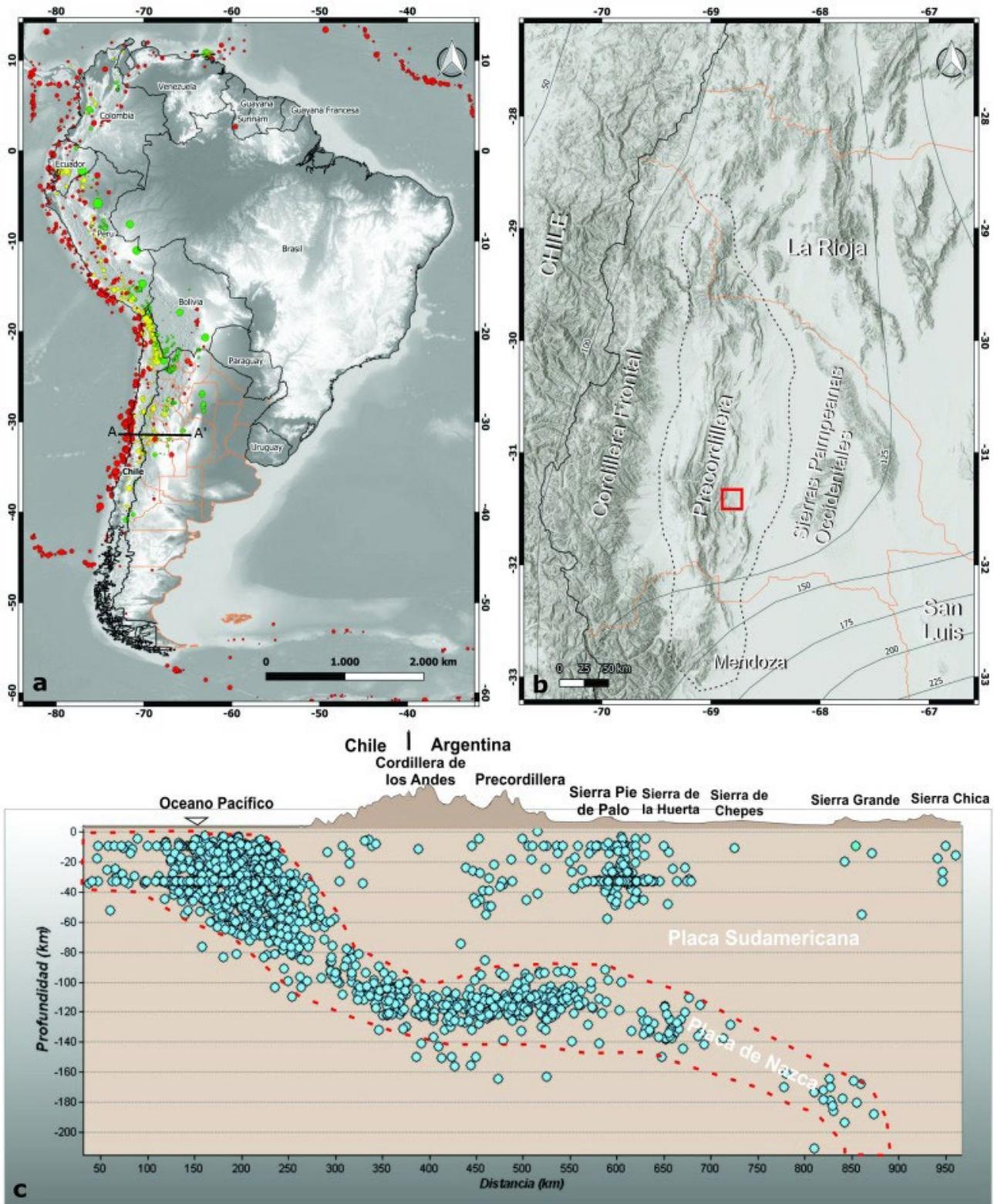


Figura 1. a) Distribución de la sismicidad registrada en Sudamérica (NEIC) a los 31° 15' lat. Sur, los círculos de color rojo representan eventos con hipocentros menores a 35 km, los círculos de color amarillo hipocentros entre 35 y 120 km y los círculos de color verde hipocentros mayores a 120 km, b) Modelo de elevación digital con las principales provincias geológicas. En el recuadro rojo se ubica la zona de estudio y las líneas continuas indican la profundidad de la placa de Nazca, c) Representación de la sismicidad asociada a la subducción subhorizontal de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana a la latitud del área de estudio (NEIC). Con línea de trazo negro (perfil A-A') se marca la latitud de la sección (fig. 1a).

tenta incrementar el conocimiento acerca de las estructuras de una región muy próxima a los principales centros poblados de la provincia de San Juan. Además, contribuir al entendimiento de su evolución tectónica y geomorfológica, la relación existente entre los procesos tectónicos, erosivos y sedimentarios, el campo de esfuerzos asociado, y el peligro sísmico potencial directo e indirecto que representa cada una de las morfoestructuras identificadas en el área.

MARCO GEOLÓGICO

Entre las unidades geológicas que afloran en el área de estudio (Fig. 2) se encuentra la Formación San Juan, de edad ordovícica. Esta unidad está integrada por calizas macizas, calizas lajosas y margas (Amos 1954). Además, un conjunto de areniscas finas y pelitas que presentan un arreglo estrato-grano creciente, con capas normalmente gradadas, de estratificación fina y regular se asignan a la Formación Tambolar, de edad silúrica (Heim 1952). Las rocas del Grupo Gualilán, que incluye a las formaciones Talacasto del Devónico inferior

(Padula et al. 1967) y Punta Negra del Devónico medio-superior (Braccacini 1949) están constituidas por lutitas verdes y moradas que contienen niveles de concreciones pelíticas y areniscosas (Baldis 1975).

La Formación La Dehesa, de edad carbonífera (Cuerda y Furque 1984), está representada por una sucesión de areniscas finas rojizas alternadas con limonitas grises verdosas, granoderecientes. Hacia la parte media de la columna estratigráfica, presenta lentes de conglomerados con intercalaciones de conglomerados, sabulitas y pelitas carbonosas.

Hacia el este, en el sector pedemontano, aflora la Formación Albarracín (Leveratto 1968), de edad miocena, la cual está constituida por areniscas, limolitas y conglomerados. Leveratto (1968) identificó además una unidad formada por cuerpos con alteración hidrotermal que intruyen las formaciones Punta Negra y Albarracín en el sector de Precordillera Central al sur y al norte del río San Juan, denominándolas Dacitas y Andesitas de Ullúm, de edad miocena. La Formación Mogna (Kelly 1962) está constituida por conglomerados formados en un ambiente depositacional de abanicos aluviales coalescentes, del Plioceno superior (Milana 1991). La

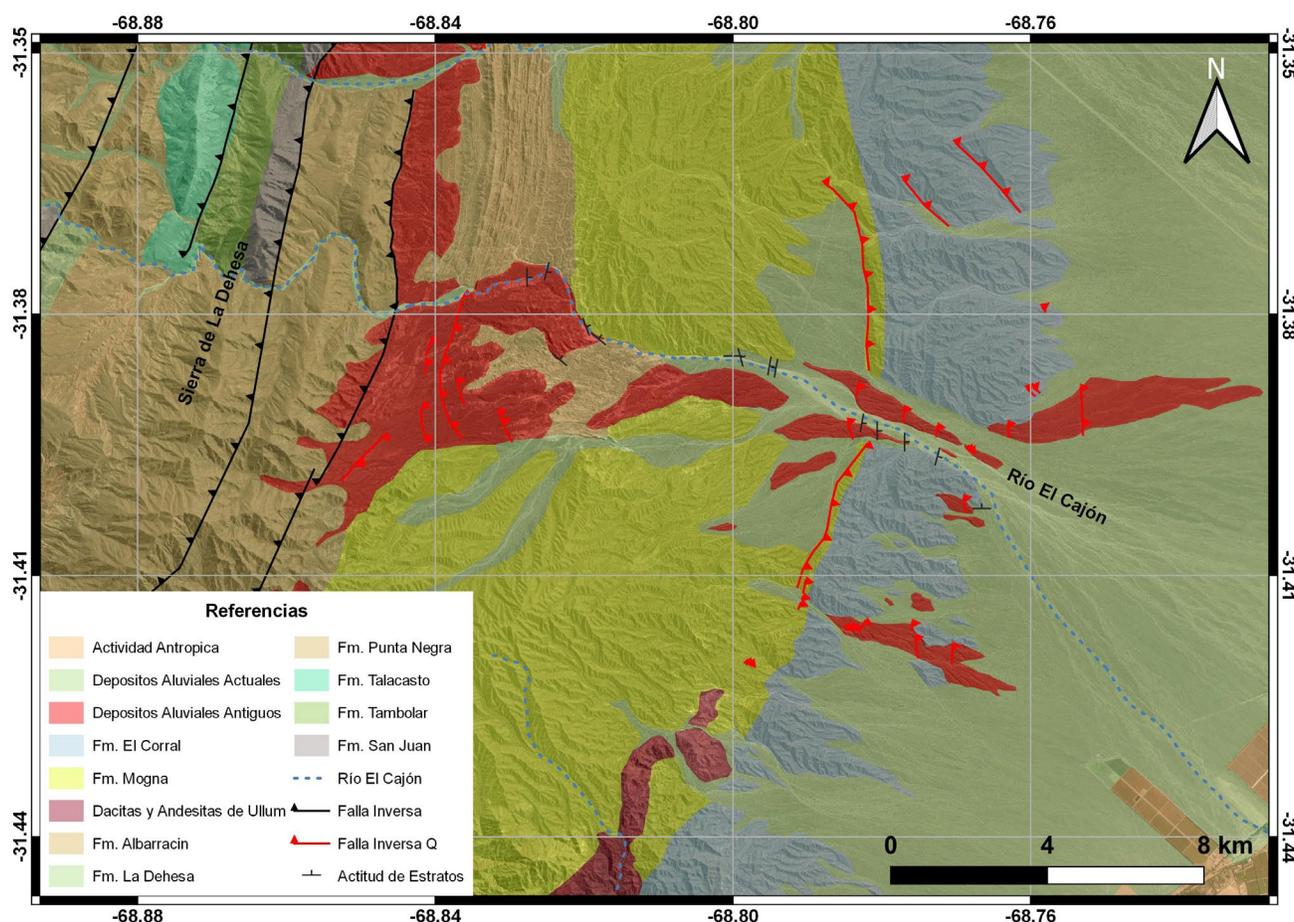


Figura 2. Mapa Geológico esquemático de la zona de estudio.

Formación El Corral, sobreyace la Formación Mogna y está integrada por una secuencia sedimentaria de edad pliocena superior, con bancos gruesos de conglomerados que alternan con sedimentos de tipo pelíticos (Furque 1963).

Los depósitos aluviales antiguos están integrados por fan-glomerados y conglomerados mal seleccionados, con clastos de diferentes formas y tamaños provenientes de las sedimentitas paleozoicas y cenozoicas. Su matriz es arenosa, de granulometría gruesa y frecuentemente la sucesión tiene intercalaciones lenticulares de areniscas gruesas. Fueron asignados al Pleistoceno porque cubren en discordancia angular a las sedimentitas pliocenas (Furque 1979, 1983).

Hacia el este se encuentran depósitos aluviales actuales, los cuales comprenden todos los materiales inconsolidados y de diferentes granulometrías que rellenan los valles y las zonas interserranas. Son arenas, gravas y limos totalmente inconsolidados acarreados por el agua, el viento o por algún proceso local de remoción en masa. Se encuentran sobre las planicies de inundación de los actuales cursos fluviales o relleno de las depresiones entre las zonas interserranas (Furque 1979, 1983).

MARCO NEOTECTÓNICO

En el valle de Matagusanos se produce la interacción de los estilos de deformación de Precordillera Central y Oriental, produciendo la interferencia de estos arreglos estructurales. En este valle Paredes et al. (1996) caracterizaron el Sistema de Fallas Blanquitos, constituido por fallas subparalelas de rumbo NNO y vergencia hacia el oeste. Asociado a este sistema se observan numerosas evidencias geomorfológicas (escarpas a contrapendiente, red de drenaje en rastrillo, vertientes alineadas y variaciones en la incisión de cauces fluviales, entre otros) que sugieren la actividad tectónica cuaternaria de estas fallas. Paredes y Perucca (2000) obtuvieron una edad $14C$ de 28422 ± 1335 años AP para un depósito de travertino ubicado en el plano de una de las fallas del Sistema de Fallas Blanquitos. Además, indicaron que existe evidencia de reactivaciones posteriores, sugiriendo actividad durante el Pleistoceno Tardío-Holoceno. Hacia el este Paredes y Perucca (2000) situaron la falla La Araña, con escarpa a contrapendiente y bloque oriental elevado. Esta estructura posee 15° de azimut e inclina 75° E. Las fallas poseen un trazo con rumbo rectilíneo y son coincidentes en algunos tramos con la estratificación de los depósitos neógenos, por lo que han sido consideradas por Costa et al. (1999) como estructuras controladas por mecanismos flexodeslizantes. Sin embargo, hacia el sur, en la quebrada de Los Algarrobos, las fallas cortan con

un ángulo de 40° el rumbo de los estratos neógenos, por lo que no se descartan otros mecanismos tales como retrocambalgamientos con ángulos elevados cerca de la superficie y asociados a una estructura con vergencia oriental no aflorante ubicada en el borde oriental de las lomas. Dicho sistema se ubica a 3 km al este del frente de corrimiento La Dehesa, el cual eleva la sierra homónima (Paredes et al. 1996). Bastías (1986), reconoció la falla La Dehesa en el borde oriental de la sierra Talacasto-La Dehesa, de rumbo N-S, inversa, con vergencia hacia el este, con escarpa con la cara libre al este y que afecta niveles aluviales cuaternarios. Perucca y Vargas (2014) determinaron un azimut de 28° e inclinación 60° NO para esta estructura. La falla posee una longitud de al menos 60 km (Fig. 3). Hacia el sector oriental del valle de Matagusanos, piedemonte occidental de Precordillera Oriental, Perucca et al. (2013) describieron la falla Loma de Las Tapias (Fig. 3). Esta falla es de tipo inversa, presenta escarpa con la cara libre al oeste, azimut 180° y plano de falla buzante 78° E que dispone sedimentitas neógenas sobre depósitos aluviales de edad holocena.

La falla La Dehesa y el Sistema de Fallas Blanquitos se ubican en un angosto valle intermontano entre la sierra de Talacasto-La Dehesa por el oeste y las Lomas de Matagusanos por el este. Hacia el sur, este valle se estrecha hasta cerrarse, quedando en contacto la sierra de La Dehesa con las estribaciones australes de las Lomas de Matagusanos. En este sector, y al este de las Lomas de Matagusanos se identificó una serie de fallas paralelas, que afectan niveles aluviales cuaternarios (Fig. 3) y que no han sido descritos en trabajos previos. Por otro lado, estas potenciales fuentes sismogénicas se encuentran cercanas a la ciudad de San Juan (~ 27 km al oeste) y a 15 km al norte de una serie de represas (Punta Negra, Caracoles y Ullúm) construidas a lo largo del río San Juan. Por lo tanto, a partir del reconocimiento de estas fallas con actividad tectónica cuaternaria se considera necesaria la caracterización de las mismas para establecer su potencial sismogénico.

METODOLOGÍA

En este trabajo se elaboró un mapa geológico y otro geomorfológico-neotectónico para el análisis en detalle de las principales estructuras con evidencia de actividad tectónica cuaternaria identificadas en el piedemonte oriental de la sierra Talacasto - La Dehesa, en la cercanía de Los Baños de Ullúm. Dichos mapas se realizaron utilizando fotografías aéreas e imágenes satelitales de alta resolución adquiridas de Google Earth y SAS Planet. Además, se utilizaron los softwa-

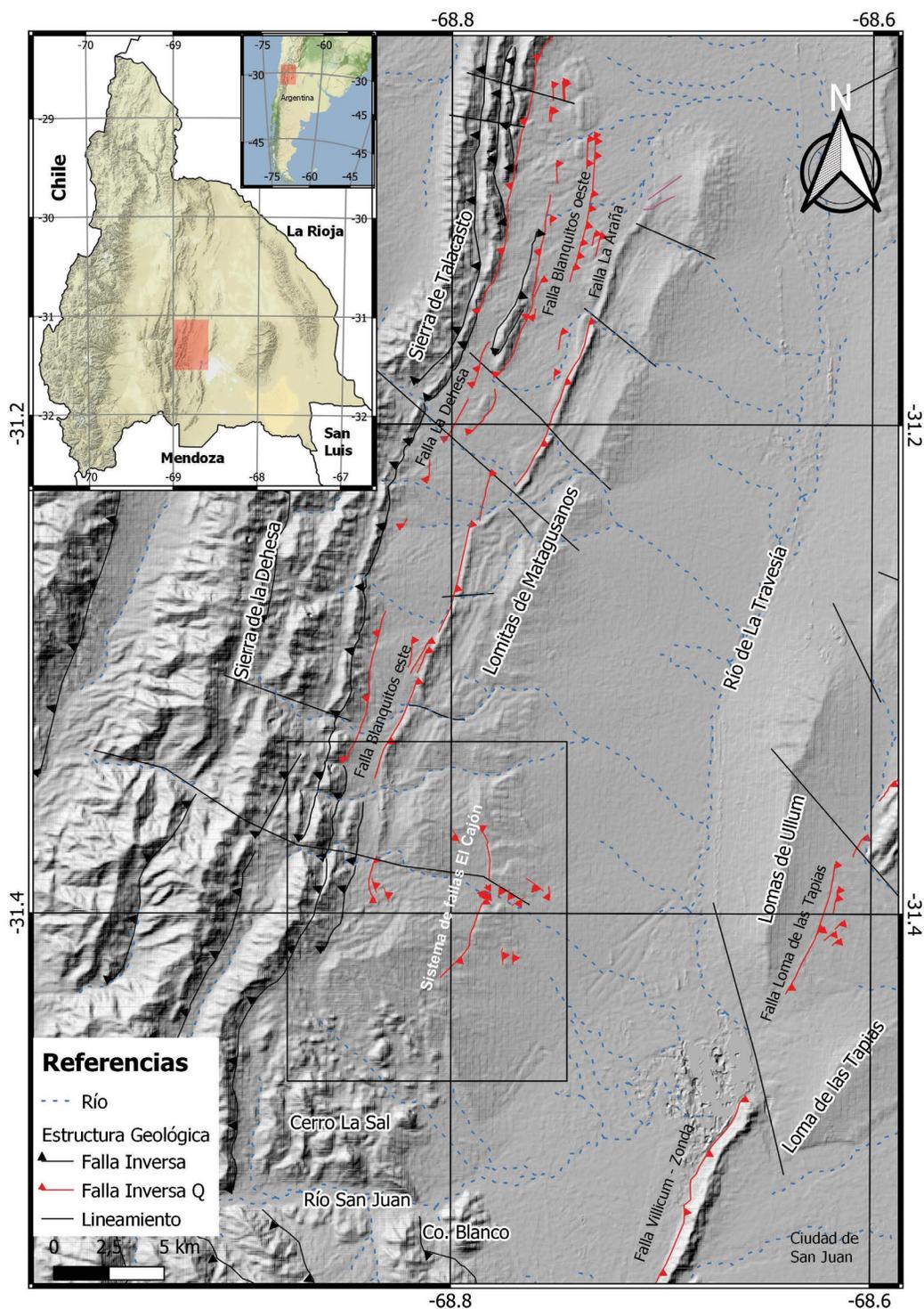


Figura 3. Modelo de elevación digital con la ubicación de las principales estructuras del sector. En rojo se indican las fallas con evidencia de actividad tectónica cuaternaria. En el recuadro se marca la zona de estudio.

res libres GMT y Gedit para realizar las figuras, mapas y block diagrams con alto grado de detalle.

Mediante controles de campo se corroboraron los mapas geológicos y geomorfológico-neotectónico. Las diferentes unidades geomorfológicas reconocidas fueron discriminadas a partir de la observación de los materiales que forman cada unidad, su orientación espacial, sus alturas relativas, coloración, presencia de barniz y/o pavimento del desierto, entre

otros. Los distintos niveles aluviales reconocidos fueron denominados Q, seguidos de una numeración, asignándole el número 1 al nivel aluvial más joven y 5 al nivel aluvial más antiguo. Para determinarles una edad relativa se tuvo en cuenta la presencia de pavimento y barniz del desierto además de la incisión de los ríos entre los diferentes niveles aluviales; debido a que la composición litológica de los clastos y la textura presentaban características equivalentes (clastos de calizas,

grauvacas, riolitas y basaltos, similares en tamaño, redondez, entre otros).

Además, se analizaron los indicadores morfotectónicos planares (terrazas, abanicos aluviales) y lineales (escarpas, vertientes alineadas, anomalías en la red de drenaje) propuestos por Burbank y Anderson (2001, 2011) que permitieron identificar y cuantificar a través de perfiles de detalle, aquellas zonas con evidencias de deformación cuaternaria. El levantamiento de los perfiles topográficos de detalle de orientación oeste-este, se realizó a lo largo de los interfluvios y perpendiculares a las escarpas de falla reconocidas.

Los perfiles topográficos se efectuaron con GPS diferencial, con un receptor GPS de alto rendimiento / SBAS L1, que también cuenta con la tecnología de filtrado de la señal Evert. Las mediciones se obtuvieron utilizando los siguientes parámetros: el posicionamiento y la configuración de cada dispositivo en el modo manual, la selección de un registro a intervalos de 2 segundos, un ángulo de enmascaramiento de 10 y realizar un seguimiento de los tiempos de 2 segundos. Para la recolección de datos de campo, uno de los dispositivos (GPS) fue estacionado en un punto como base y el otro fue utilizado como móvil. El procesamiento de los datos de campo implicó una corrección, utilizando el software proporcionado por el sistema GPS diferencial. Los datos de los perfiles de elevación de alta resolución perpendiculares a las diferentes escarpas de falla, se utilizaron para determinar los cambios de pendiente en cada transecta.

En un SIG y a partir de un DEM de 5 m de resolución (IGN), se realizó el perfil longitudinal del río El Cajón, con el objeto de analizar su grado de equilibrio. Se utilizó el método propuesto por Jiménez-Cantizano et al. (2017), el cual compara el perfil teórico de equilibrio, el perfil real del río y una línea de referencia. Para este caso, se determinaron ciertos parámetros como altitud de cada punto, distancia acumulada y la pendiente. A través de la relación $G=AR/AT$ se puede cuantificar el grado de regularización que presenta el perfil del río, considerándose el valor 1 para ríos en equilibrio teórico según lo propuesto por Hack (1973). El nivel de regularización (G) está representado por la relación AR/AT , donde AR representa el área comprendida entre la línea recta que une la cabecera y la desembocadura y el perfil real y AT el área entre la línea recta que une la cabecera y la desembocadura y el perfil teórico. Cuando G es igual a 1 implica que el río está en equilibrio o con un nivel alto de regularización: a medida que la relación se acerca a 0 se dice que el nivel de regularización es bajo, según lo propuesto por Jiménez-Cantizano et al. (2017).

Finalmente, sobre el río El Cajón se realizó un perfil de franja de 100 m de ancho usando el mismo DEM de 5 m de

resolución, mediante el software SAGA GIS para evaluar de una mejor manera las anomalías presentes en el perfil topográfico del río.

La obtención de una edad numérica a partir de la datación realizada por Luminiscencia Ópticamente Estimada (LOE) a través del método SAR (Huntley et al. 1985, Walker 2005), en los laboratorios Datação, Comércio e Prestação de Serviços Limitada, São Pablo, Brasil, utilizando 10 alícuotas (n=10) para la obtención de la medida OSL natural, permitió acortar temporalmente uno de los niveles aluviales. La muestra analizada fue tomada en sedimentos finos (barreal de falla) asociados a una escarpa a contrapendiente de una falla cuya actividad tectónica cuaternaria y cinemática fue además identificada en una exposición natural.

Por otro lado, para caracterizar el potencial sismogénico asociado a las estructuras con actividad tectónica cuaternaria reconocidas en el área de estudio se utilizaron las relaciones empíricas de Wells y Coppersmith (1994) que relacionan la magnitud con la longitud de ruptura superficial y de este modo obtener la magnitud máxima del sismo que podrían generar las mismas. El potencial sismogénico de un área es expresado en términos de la magnitud máxima probable de un sismo asociado a la estructura que eventualmente podría generar un sismo futuro. Para calcular el valor máximo probable que podría generar la reactivación del mismo este sistema de fallamiento se utilizó la ecuación de Wells y Coppersmith (1994).

RESULTADOS

En el área de estudio se reconocieron cuatro unidades geomorfológicas, las cuales fueron denominadas: unidad montañosa, unidad de lomadas, unidad de transición y unidad deprimida (Fig. 4).

La unidad Montañosa, emplazada en el sector occidental del área de estudio, está representada por la sierra de La Dehesa, con una altura aproximada de 2500 m s.n.m. (Figs. 4 y 5a). Posee una forma alargada de orientación N-S (Fig. 4). Está conformada por afloramientos de rocas sedimentarias de edad paleozoica, principalmente por rocas carbonáticas de plataforma de edad ordovícica temprana (Formación San Juan), depósitos pelíticos asignados al Silúrico (Grupo Tucunuco) y areniscas eodevónicas de ambiente marino somero (Grupo Gualilán).

La unidad de Lomadas, está caracterizada por una serie de elevaciones de menor altura que la unidad montañosa y que afloran en la porción central del piedemonte de la sierra Talacasto - La Dehesa (Fig. 4). Éstas elevaciones poseen for-

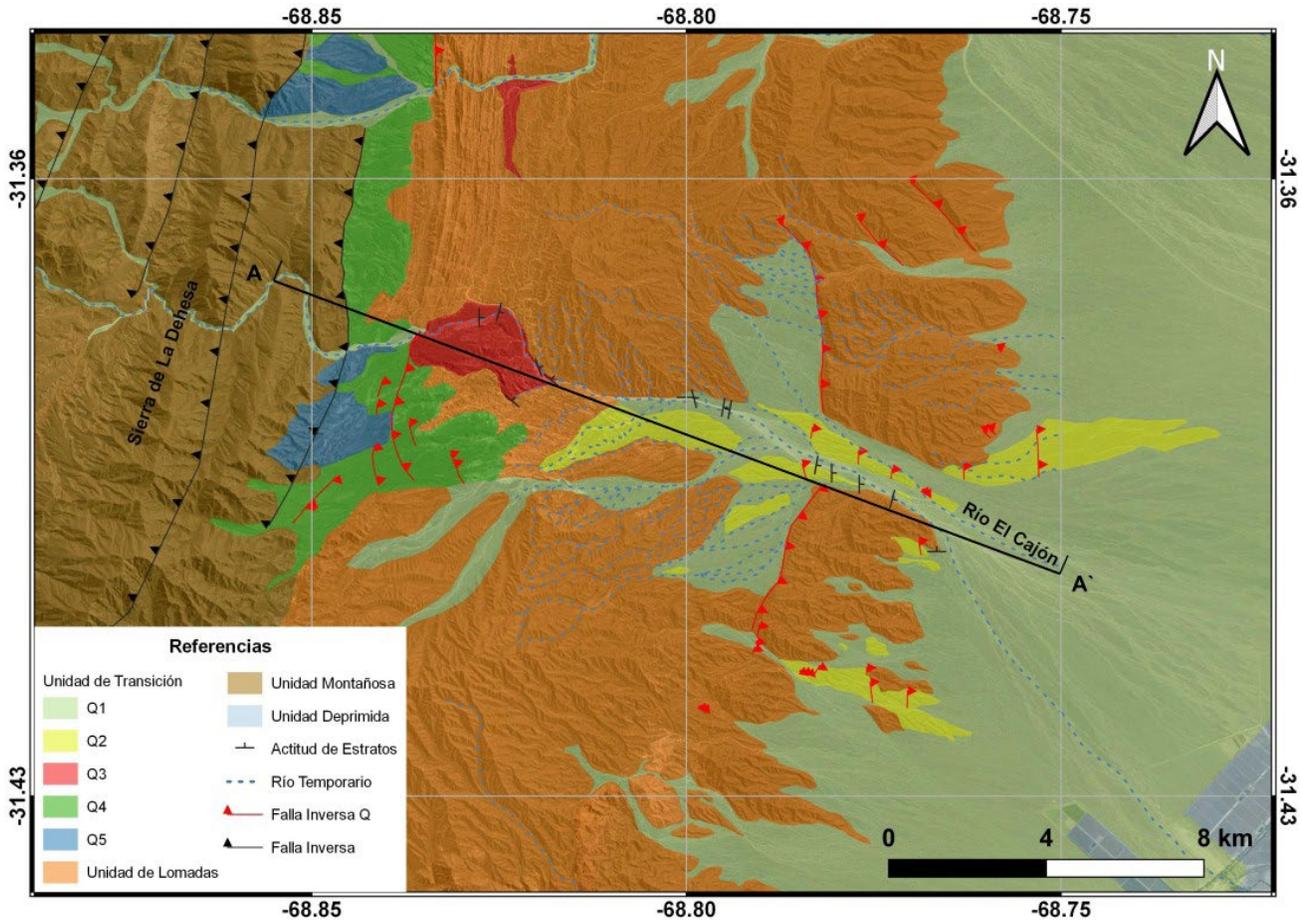


Figura 4. Principales unidades geomorfológicas del área de estudio.

mas elongadas y dispuestas en sentido N-S, paralelas al rumbo del fallamiento principal; las alturas varían entre los 1700 y 1100 m s.n.m. y se caracterizan por tener relieves escarpados (Figs. 4 y 5a). Los afloramientos que integran esta unidad corresponden a las formaciones Albarracín, Mogna, El Corral y Dacitas y Andesitas de Ullúm. La Formación Albarracín, de edad miocena, está constituida por areniscas, lutitas y conglomerados con elevados valores de inclinación. Las Dacitas y Andesitas de Ullúm corresponden a cuerpos subvolcánicos de edad miocena. Por otro lado, la Formación Mogna, de edad pliocena superior, está formada principalmente por conglomerados que localmente se interdigitan con areniscas de grano grueso y sabulitas. Por último, se observan afloramientos de conglomerados asignados a la Formación El Corral.

La unidad geomorfológica de Transición se dispone en forma marginal al cordón montañoso (Fig. 5a y d). Está representada por el piedemonte oriental de la sierra de Talacasto - La Dehesa, que tiene una extensión aproximada en la zona de estudio de 15 km en dirección N-S, 8 km de ancho y una pendiente promedio del 7 %. El piedemonte está constituido por una serie de abanicos aluviales en los que se han identificado cinco niveles denominados Q1, Q2, Q3, Q4 y Q5. Esta

nomenclatura se ha usado para asignarle a estos depósitos edades relativas, siendo el más antiguo el nivel Q5 (el de posición topográfica más elevada, el cual muestra una mayor incisión de los cauces y con presencia de barniz y pavimento del desierto en su superficie) y el nivel Q1 el más reciente, que corresponde al relleno de los cauces actuales.

La unidad Deprimida corresponde a la zona de menor altura en la región, con una topografía planizada en la cual se desarrolla el área urbana y la zona de cultivos ubicados al norte de la Villa Ibáñez, en el departamento Ullúm (Fig. 4).

Dentro de la unidad geomorfológica de Lomadas y de Transición, a lo largo del río El Cajón se han identificado varios marcadores morfotectónicos, tanto planares como lineales) (Fig. 6).

Marcadores Planares

En las márgenes del río El Cajón se han identificado los niveles aluviales Q2 y Q1 (Fig. 4), siendo el nivel aluvial Q2 aquel que muestra evidencias significativas de haber sido desplazado por fallas con una orientación NNO (Figs. 4 y 7).

Sobre ambas márgenes del río El Cajón se identificaron escarpas de falla de escasa longitud en superficie (~ 200 m)

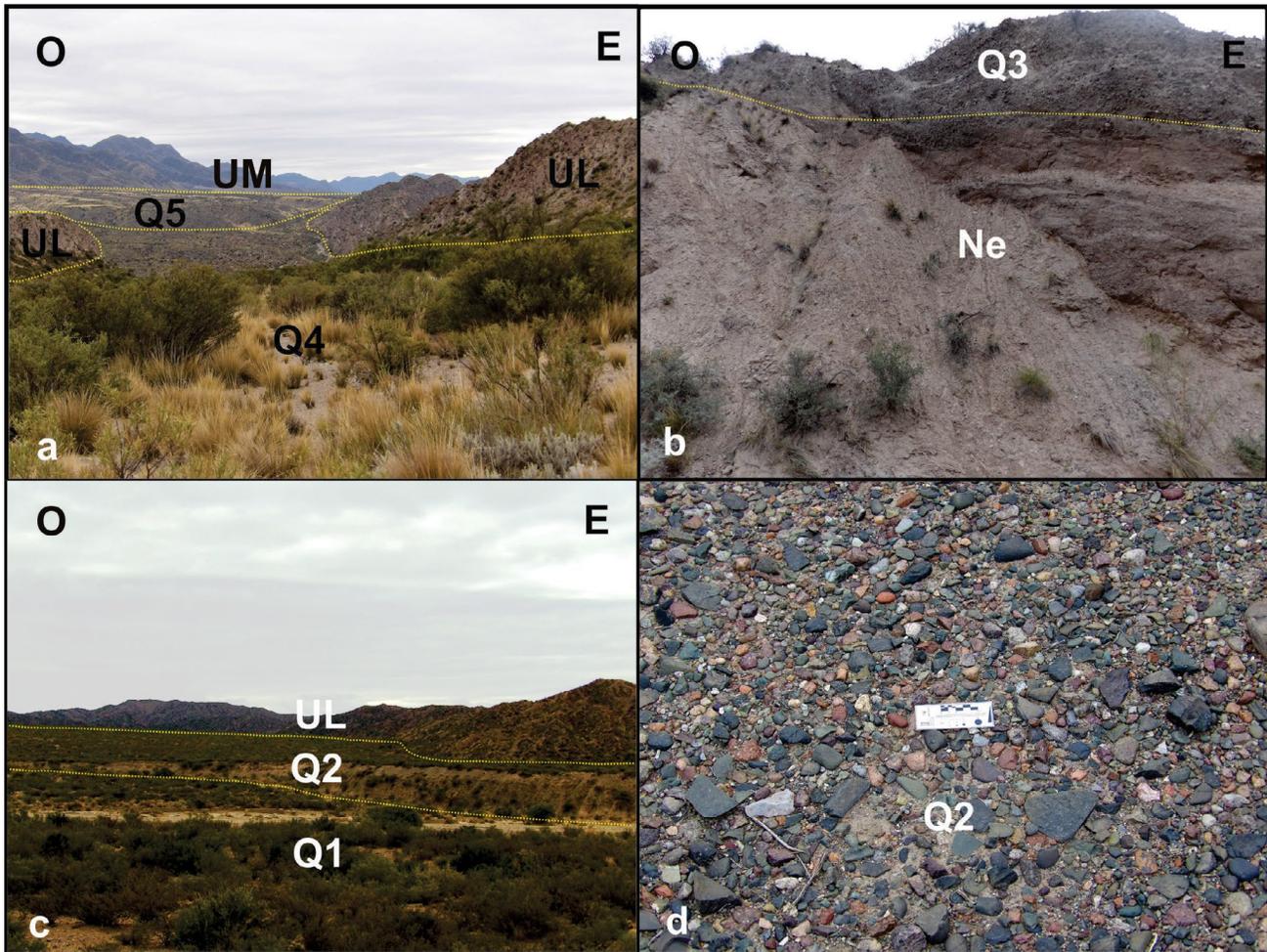


Figura 5. Las figuras muestran las diferentes unidades geomorfológicas reconocidas en el campo: a) Vista hacia el noroeste en la que se pueden ver la unidad montañosa (UM), la unidad de lomadas (UL) y los niveles aluviales Q4 y Q5; b) Vista hacia el norte del nivel Q3 en discordancia angular con rocas de edad neógena (línea punteada amarilla); c) Vista hacia el norte de la unidad de Lomadas y los niveles aluviales Q1 y Q2; d) Superficie del nivel Q2, constituido por clastos de rocas ígneas, calizas y grauvacas con barniz y pavimento del desierto.

y orientación NNO que dislocan el nivel aluvial Q2 generando escarpas con la cara libre al oeste. Éstas fueron denominadas en sentido Oeste-Este, E1, E2, E3, E4 y E5 (Fig. 6).

Por otro lado, se destacan al menos tres niveles de terrazas fluviales de acumulación sobre el bloque elevado de estas fallas (Fig. 6).

Marcadores Lineales

A partir del análisis de la red de drenaje del área de estudio, se han podido reconocer diseños en rastrillo, ríos desviados, surgentes de agua alineada y variaciones anómalas en sus direcciones de escurrimiento. Por ejemplo, en el sector central del área de estudio (Fig. 6), varios cauces confluyen en un punto generando un diseño en rastrillo, para luego desembocar en uno solo (río El Cajón) hacia el área deprimida. Por otro lado, se reconocieron ríos desviados en las márgenes norte y sur del río El Cajón. En este sector la presencia de una escarpa de falla de orientación N-S provoca el desvío de

los cauces que confluyen hacia el colector principal.

Además, al sureste se ubican surgentes de agua alineadas que están relacionadas a estructuras con dirección NO que afectan los afloramientos conglomerádicos de la Formación El Corral, correspondiente a la unidad geomorfológica de Lomadas.

Para definir con precisión los rasgos topográficos de las diferentes escarpas de fallas se realizaron cuatro perfiles de detalle en dirección O-E, transversal a la orientación de las escarpas (Fig. 4). Se denominaron 1, 2, 3 y 4 en sentido norte-sur. Los perfiles 1 y 2 se realizaron en la margen norte del río El Cajón y los perfiles 3 y 4 en la margen sur (Fig. 7). En el perfil 1, cuya extensión fue de 900 m, se midió dos escarpas de falla (E3) posee una altura de 4 m y se ubica hacia el oeste del perfil y (E4) con una altura de 5 m (Fig. 7). El perfil 2 tiene una extensión de 1380 m y presenta tres escarpas de falla; en el sector occidental del perfil la escarpa E3 posee una altura de 4 m al igual que la escarpa E4 que se encuentra en la parte

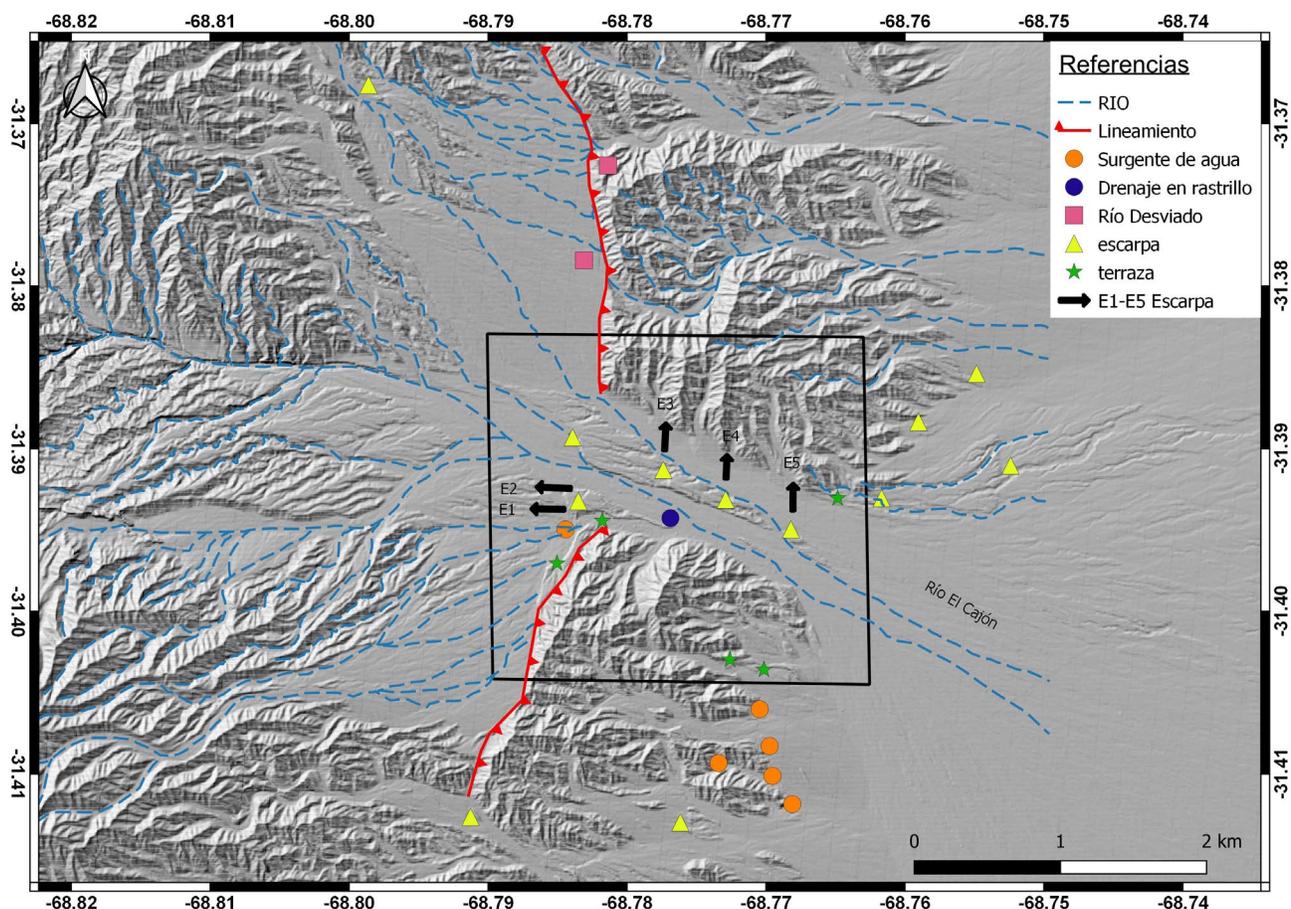


Figura 6. Modelo de elevación digital con la localización de la falla inversa cuaternaria y los marcadores morfotectónicos identificados. En el recuadro se muestra la ubicación de la figura 7.

central, mientras que en el sector oriental del perfil se observa la escarpa compuesta E5 con 2 m de altura para el resalto occidental y 2.5 para el oriental. En el perfil 3, de 200 m de longitud, se identificaron dos resaltos topográficos asignados a las escarpas de falla E1 y E2. La altura de las escarpas es de 1 m para ambos resaltos. Por último, en el perfil 4 (230 m de longitud) se identificaron dos escarpas, E1 y E2, cuyas alturas son de 1 m. La morfología de las escarpas es de aspecto suave, redondeada, con la cara libre hacia el oeste. A partir del análisis de estos perfiles se pudo observar cambios de pendiente en el terreno (Fig. 7), la cual disminuye de oeste a este con valores que varían entre 0 y 15 %, mientras que en la zona de las escarpas de falla estos valores superan el 15% (Fig. 7). En los perfiles 1 y 2 (Fig. 7) se observan tramos con pendientes mayores al 15% que no están relacionados con los lineamientos que producen las escarpas de falla en el terreno, sino que estos tramos que se observan en la figura 7 con color rojo en los perfiles 1 y 2 se asocian con procesos de erosión del terreno.

Asociada a la escarpa de falla E3 identificada en el extremo occidental del perfil 2 (Fig. 7) se reconoció una exposición

natural en la que se puede observar el contacto por falla entre el nivel aluvial Q2 con los depósitos correspondientes a la Formación Mogna (Fig. 8a y b). Los estratos conglomerádicos de la Formación Mogna, poseen azimuth 345° e inclinan 81° NE. La falla observada denominada en este trabajo como falla Río El Cajón, es inversa de alto ángulo, con azimuth 165° e inclinación 75° NE y coloca conglomerados de la Formación Mogna por encima de depósitos de aglomerados intercalados con arenas, arcillas y limos asignados al nivel aluvial Q2 (Fig. 8a y b). Se destaca la presencia de limos y finas láminas de yeso y carbonatos en posición subhorizontal al pie de la escarpa que podrían indicar la presencia de un pequeño barreal de falla (*sag pond*). Este barreal de falla se habría generado a partir del endicamiento de agua al ser el drenaje obstaculizado por la presencia de la escarpa de falla E3 asociada al movimiento de la falla mencionada previamente. Además, la escarpa de falla E3 posee en este sector una altura de 4 m (Fig. 8c).

Para acotar temporalmente la actividad de la falla se colectó material de un nivel de limos y arenas del barreal de falla (*sag pond*) (Fig. 8b y d). Estos sedimentos fueron datados

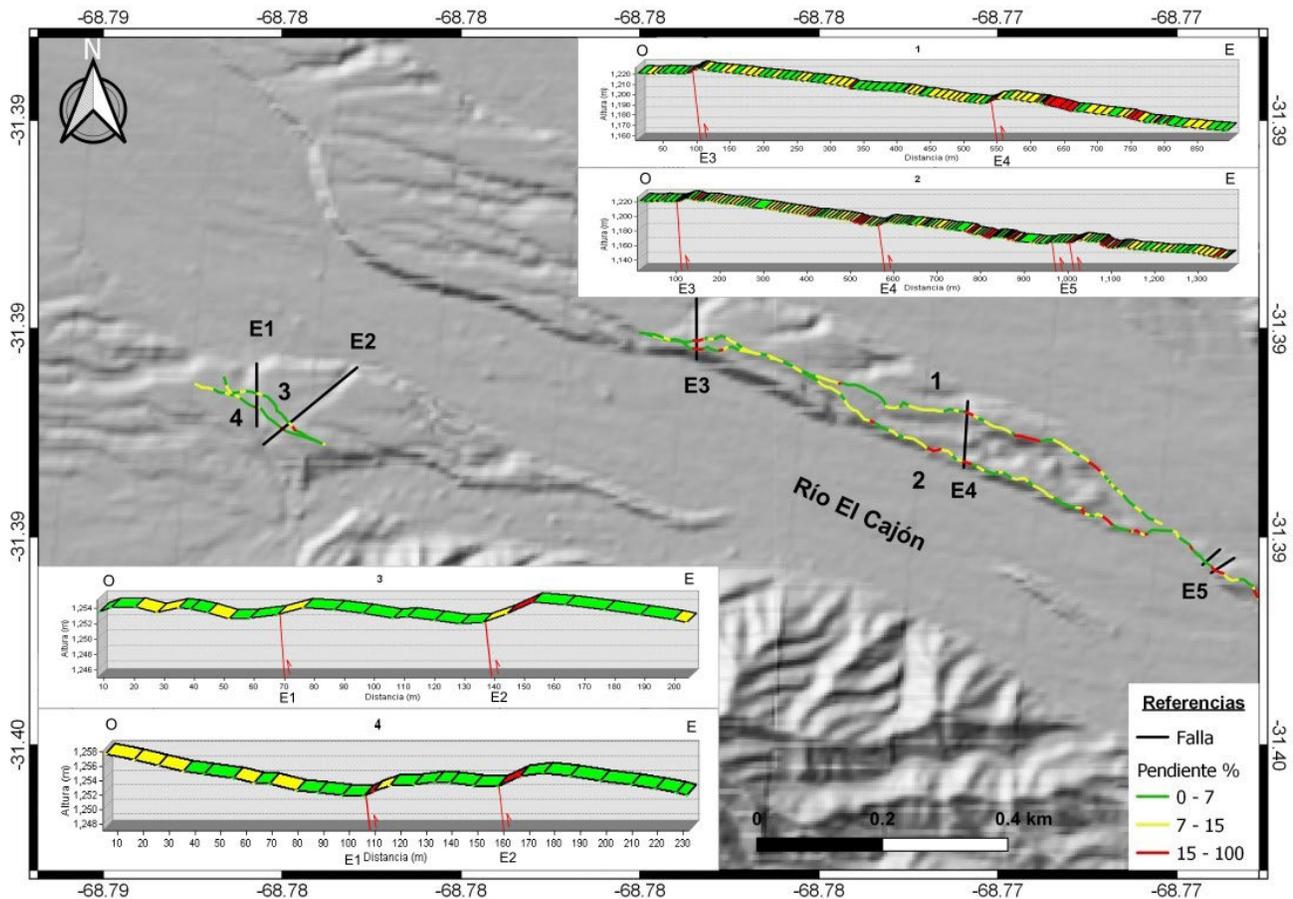


Figura 7. Modelo de elevación digital con la ubicación de las trazas de los perfiles topográficos transversales a las escarpas de falla. Los diferentes colores indican distinto gradiente del terreno, medido en porcentaje. En recuadros blancos se presentan los perfiles topográficos 1, 2, 3 y 4 que muestran diferentes resaltos topográficos E1, E2, E3, E4 y E5 relacionados con las distintas fallas. Dichos resaltos presentan morfología suavizada.

mediante el método LOE, cuyo análisis arrojó una edad de 8880 +/- 2000 años (Figs. 8b y c). Además, este nivel fino fue afectado por un movimiento posterior de la falla sugiriendo un desplazamiento posiblemente durante el Holoceno temprano a medio. Por otro lado, estas fallas con actividad tectónica cuaternaria habrían generado levantamientos diferenciales del terreno que provocaron alteraciones en el perfil de equilibrio del río El Cajón, el cual presenta una geometría levemente cóncava, alejada del perfil teórico de un río (Fig. 9). Para cuantificar cuán alejado está el perfil real del río El Cajón del teórico, se utilizó el índice de grado de regularización (G). En este caso, el perfil del río analizado desde la unidad montañosa hasta la unidad deprimida, tiene una longitud de 22 km (Fig. 4). Para este perfil el río El Cajón tiene un grado de regularización $G = 0,54$; lo cual estaría indicando un nivel medio de regularización en general (Jiménez-Cantizano et al. 2017). Las litologías que corta el río en este sector son conglomerados, areniscas y pelitas de edad neógena. En la figura 9 se puede observar que en la parte central el perfil del río El Cajón presenta dos zonas de inflexión (knickpoints) donde

éste adopta una forma ligeramente cóncava y su equilibrio es dinámico. Además, en la progresiva de 15000 m el perfil del río adquiere una ligera convexidad (Fig. 9), la cual está asociada a la elevación de un sector de la unidad de lomadas.

Además, se confeccionó un perfil de franja a lo largo del río El Cajón, desde su cabecera hasta su ingreso en la zona deprimida. Este perfil muestra variaciones entre los valores máximos y mínimos (Z), principalmente en la unidad montañosa, dada básicamente por la diferencia de altura entre el cauce del río principal y la altura de los picos de la cadena montañosa (Fig. 10). En el caso de unidad de Transición, en la parte central del perfil, las líneas máximas y mínimas (Z) se unen indicando que la topografía es similar para este sector. Existen pequeñas variaciones en las líneas máximas y mínimas (Z) donde el río atraviesa la unidad de Lomadas (Figs. 7 y 10). En este sector es donde se ha observado la mayor cantidad de evidencias de deformación y es en la exposición natural donde se ubicó la falla Río El Cajón. Hacia el este, en el último tramo del perfil las líneas de valores máximos y mínimos se unen ya que el río ingresa en el valle y la topografía

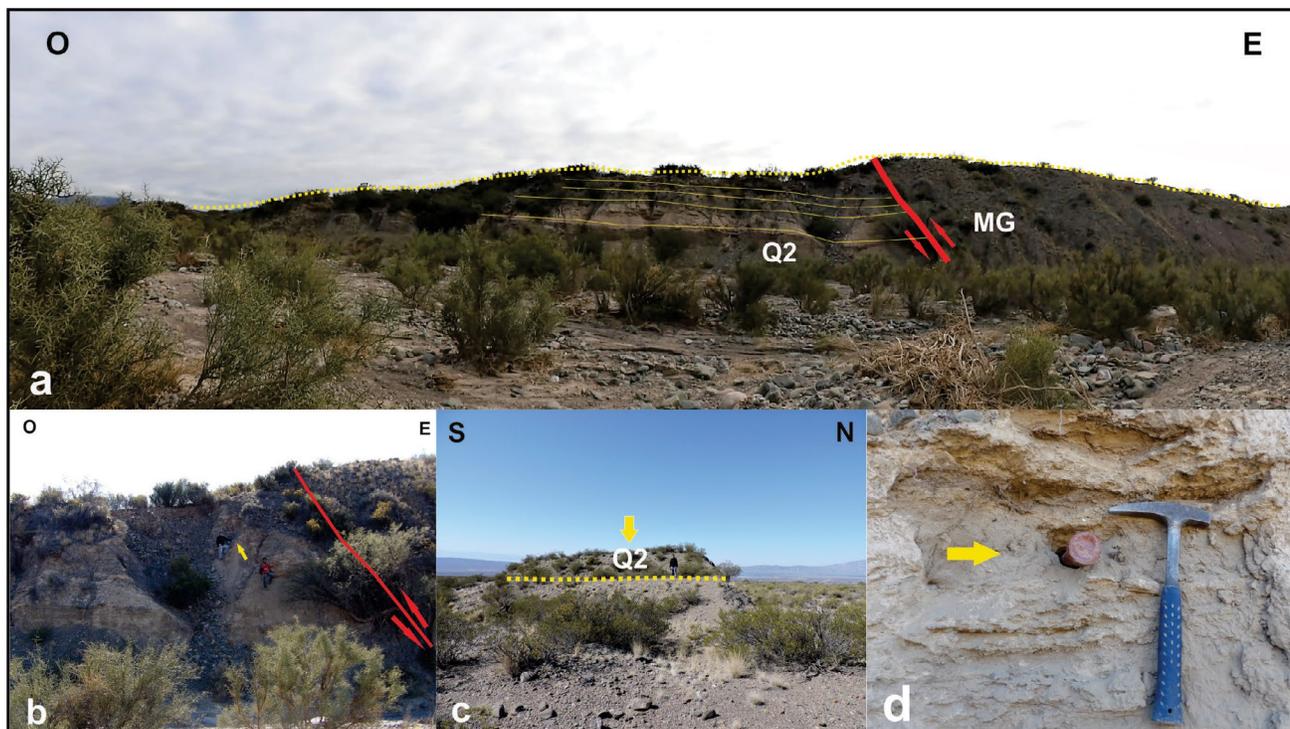


Figura 8. a) Vista hacia el norte de la exposición natural ubicada en la margen izquierda del río El Cajón. Se aprecia el resalto topográfico a contrapendiente generado por una falla inversa de alto ángulo y vergencia occidental que coloca los conglomerados de la Formación Mogna sobre arenas y gravas con abundante material fino del nivel aluvial Q2; b) La flecha amarilla señala el punto donde se tomó la muestra de sedimentos para datación mediante LOE; c) Vista hacia el este de la escarpa a contrapendiente generada por la falla, señalada con línea de trazo amarilla; d) La flecha amarilla señala el lugar de la muestra datada en los sedimentos finos del barreal de falla.

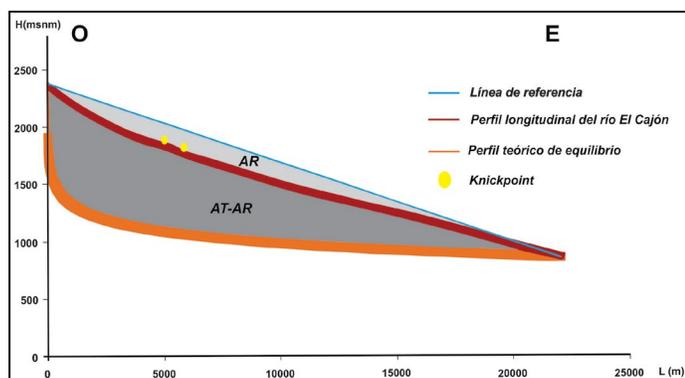


Figura 9. Representación gráfica del perfil longitudinal del río El Cajón y el perfil teórico de equilibrio, en escala aritmética, y representación de la diferencia entre ambos perfiles

se suaviza y vuelve uniforme (Fig. 10). Por otro lado, el perfil en franja presenta una ligera convexidad, indicando que es un río alejado de su perfil de equilibrio teórico.

Por último, a partir del análisis de las escarpas identificadas, se caracterizó el potencial sismogénico de las estructuras con evidencia de actividad tectónica próximas al río El Cajón. Las 5 escarpas de falla han sido agrupadas en este trabajo en el Sistema de Fallas El Cajón.

Se realizó una primera aproximación mediante el análisis geomorfológico a la evaluación de la actividad sísmica de este sistema de fallas. Si bien en las imágenes satelitales se

apreciaron lineamientos que podrían estar relacionados al área de influencia subsuperficial del Sistema de Fallas El Cajón, las mismas no fueron incluidas en este análisis debido a la distancia de separación, a la falta de datos geofísicos que confirmen su asociación con la traza principal y a que se decidió evaluar en una primera instancia las trazas más conti-

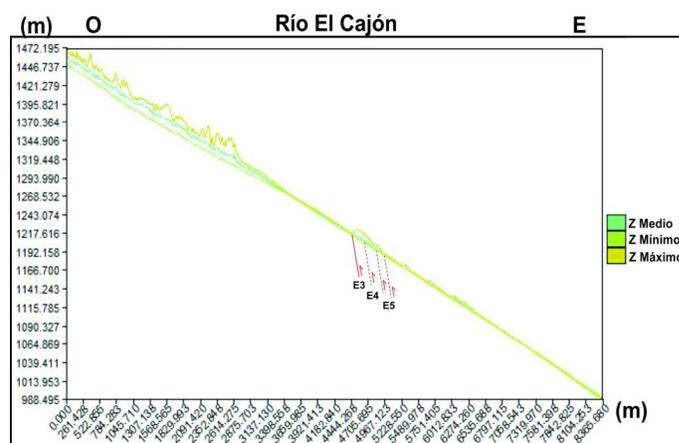


Figura 10. Perfil en franja (Swath Profile) sobre el río El Cajón, en el cual se puede observar una ligera convexidad del río El Cajón y cómo se alejan las curvas de valores máximos y mínimos en la progresiva de 4444 m, correspondiendo con la elevación de un sector de la unidad de lomadas. Con línea de trazo continuo en color rojo se representa la falla Río El Cajón y con líneas de trazos discontinuos se representan las escarpas de falla descritas anteriormente.

nuas posibles. La longitud de ruptura superficial se determinó a partir de la medición de todos los trazos de fallas continuos y discontinuos que conforman el Sistema de Fallas El Cajón. Estos trazos de falla afectan depósitos cuaternarios pertenecientes al nivel aluvial Q2 y a depósitos de edad pliocena superior de la Formación Mogna a lo largo de 5.65 km (5650 m).

$M_w = 5.08 + 1.16 \cdot \log(5650) = 6$ Wells y Coppersmith (1994).

A través de la ecuación de Wells y Coppersmith (1994), la cual tiene un 95% de intervalo de confianza y una desviación estándar de 0.28 de unidad de magnitud, se determinó un sismo mínimo de $M_w = 5.7$ y un sismo máximo de $M_w = 6.3$ para el Sistema de Fallas El Cajón.

A partir de los valores mínimo y máximo de M_w y utilizando las relaciones empíricas de Wells y Coppersmith (1994), se obtuvo un valor de desplazamiento por evento que podría variar entre 0.3 m y 0.6 m.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En el área estudio se identificaron cuatro unidades morfoestructurales principales: la Montañosa, de Lomadas, de Transición y Deprimida. La unidad Montañosa está representada por la Sierra de Talacasto - La Dehesa correspondiente al bloque montañoso más elevado del sector, con rumbo norte-sur y alturas topográficas que disminuyen de oeste a este. La unidad de Lomadas está compuesta por áreas con alturas intermedias con formas elongadas y dispuestas noreste-suroeste; con alturas que varían entre los 1700 y 1100 m s.n.m. y están conformadas por rocas de edad cenozoica. La unidad de Transición ocupa la mayor parte del área de estudio y margina por el este al cordón montañoso. En ella se diferenciaron al menos cinco niveles de depósitos cuaternarios (Q5, Q4, Q3, Q2 y Q1), teniendo en cuenta sus diferencias topográficas y los diferentes grados de incisión de los ríos, debido a que la composición litológica y textural de los clastos es similar. Se clasificó a Q5 como el nivel más antiguo y a Q1 como el más nuevo, que corresponde al relleno de los cauces de ríos y arroyos actuales.

En la unidad de transición se identificó un conjunto de evidencias de actividad tectónica cuaternaria tales como escarpas de fallas, terrazas fluviales ubicadas en el labio elevado de la falla Río El Cajón, drenaje en rastrillo, surgentes de agua alineadas y niveles aluviales dislocados. Los cuatro perfiles topográficos con orientación oeste-este realizados con GPS diferencial a lo largo de interfluvios permitieron cuantificar y resaltar la morfología de 5 escarpas de falla, las cuales fueron agrupadas como Sistema de Fallas El Cajón. Las 5

escarpas de falla relevadas presentan alturas que varían de 1 a 4 m, con la cara libre hacia el oeste y morfología redondeada y suavizada, indicando que no habrían tenido actividad en tiempos históricos, similar a lo que observaron Paredes et al. (1996) y Paredes y Perucca (2000) para el Sistema de Fallas Blanquitos al norte de la zona de estudio. A través de un GIS se pudo visualizar las variaciones de pendientes del terreno a lo largo de los cuatro perfiles topográficos, en los cuales los valores máximos de 30° y coinciden con la ubicación de las escarpas de falla. Una exposición natural relacionada a una de las escarpas de falla reconocidas en el área de estudio permitió observar una falla inversa buzando con alto ángulo hacia el NE y colocando conglomerados de la Formación Mogna por encima de depósitos aluviales cuaternarios (Q2). Una muestra de sedimentos extraída del nivel Q2 y afectados por la falla fueron datados numéricamente mediante LOE arrojando una edad de 8880 ± 2000 años, sugiriendo desplazamientos posteriores a esta edad. El Sistema de Fallas Blanquitos presenta características (10° , 70° SE) similares a la falla Río El Cajón en relación a actitud, cinemática y a que ambas habrían tenido actividad tectónica durante el Holoceno. Cabe destacar que, tal como se señaló en párrafos anteriores, las estructuras rectilíneas de esta región, de rumbo meridional, vergencia oriental y aparentemente influenciadas por la estratificación del Neógeno, han sido objeto de diferentes interpretaciones en la literatura geológica. Costa et al. (1999) las han identificado como fallas interestratales, también conocidas como 'flexural-slip faults'. Sin embargo, otras investigaciones, como las de Paredes y Perucca (2000) y Perucca et al. (2013), sugieren que estas estructuras no pueden ser consideradas como fallas con deslizamiento flexural ya que, en el tramo sur de este sistema, las estructuras no siguen la dirección de los estratos del Neógeno, sino que los atraviesan. Además, estos autores plantean la posibilidad de que estas fallas, que poseen un alto ángulo de inclinación y vergencia occidental, desempeñen un papel en la ubicación del eje de la zona triangular en esta parte de la depresión de Matagusanos, aunque no se debe descartar la posibilidad de que se trate de retrocorrimientos con vergencia occidental, relacionados con una estructura ciega que limita por el este las lomadas, tal lo observado al norte del área de estudio por Tejada et al. (2021). Por otro lado, el nivel Q1 o nivel aluvial actual no muestra evidencia de actividad tectónica cuaternaria por lo que es posible estimar tasas de retorno de entre 7000 y 11000 años para estas estructuras. Estos resultados son consistentes con los obtenidos por Tejada et al. (2021) quienes sugieren tasas de retorno de ~ 9.000 años para las estructuras ubicadas algunos kilómetros más al norte, también sobre la margen occidental de la depresión de Matagusanos. Estos

autores señalaron además un evento anterior más antiguo, ocurrido durante el Pleistoceno tardío, y otro segundo sismo durante el Holoceno temprano.

Paredes et al. (1997) y Paredes y Perucca (2000), indicaron actividad tectónica para el Sistema de Fallas Blanquitos durante el Pleistoceno superior-Holoceno a partir de la edad radiocarbónica (14C) de 28.422 ± 1.335 años antes del presente (AP) obtenida en un nivel de travertinos ubicados en el plano de falla. No obstante, es importante señalar que estos autores no evaluaron la recurrencia sísmica ni el potencial sismogénico asociado a esta estructura.

La actividad tectónica de las estructuras observadas a lo largo del río El Cajón durante el Holoceno, generó modificaciones en el paisaje actual, elevando sectores de la unidad de lomadas y provocando la interrupción del piedemonte oriental de la Sierra de Talacasto - La Dehesa. De esta forma, estas estructuras afectaron la dinámica fluvial de la región, tal como lo sugieren las diferentes anomalías de la red de drenaje identificadas en el área. Además, se ha observado que el perfil longitudinal del río El Cajón presenta una sutil concavidad alejada de su perfil de equilibrio teórico con un valor de $G=0.54$, alejado de 1 que es el valor para un río en equilibrio. El perfil en franja permitió observar dos sectores que presentan variaciones de los valores máximos y mínimos (Z), coincidente con la unidad de lomadas en donde se concentran los indicadores morfotectónicos y las escarpas de falla.

Al analizar el Sistema de Fallas El Cajón como una potencial fuente sismogénica se determinó que la magnitud máxima probable asociada podría variar entre $M_w=5.7$ y $M_w=6.3$ y el desplazamiento máximo por evento sería de entre 0.3 m y 0.6 m. Los valores de magnitud máxima probable y desplazamiento máximo obtenidos para el Sistema de Fallas El Cajón son consistentes con aquellos eventos de intraplaca registrados instrumentalmente y que ocurrirían en el ámbito de Precordillera. Perucca et al. (2015) mencionaron que la falla La Cantera, ubicada hacia el oeste de la zona de estudio en un valle intermontano paralelo de Precordillera Central, habría generado un evento histórico de $M_s=6$ con un desplazamiento asociado de 0.3 m. Por otro lado, al este de la zona de estudio, en el piedemonte oriental de la sierra de Villicum, la falla La Laja habría sido epicentro de uno de los terremotos más destructivos en la historia de Argentina, de magnitud $M_w=7$ y desplazamiento entre 0.3 m y 0.6 m (Castellanos 1945, Perucca y Paredes 2003, Alvarado y Beck 2006). Sin embargo, los resultados obtenidos en el presente trabajo deben ser comprobados y complementados con nuevos estudios geológico-estructurales de campo.

Finalmente, este estudio ha permitido identificar al Sistema de Fallas El Cajón como una nueva estructura con activi-

dad tectónica holocena en el ámbito de Precordillera Central, la cual constituye una potencial fuente sismogénica que puede afectar y generar cuantiosos daños en la ciudad de San Juan (situada a sólo 20 km) y en los embalses emplazados a lo largo del río San Juan, ubicado a escasos kilómetros al sur.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio se realizó en el marco de la beca doctoral otorgada por CONICET al Lic. Federico Haro y fue financiado por los Proyectos IPGH 2018, CICITCA 2018-2019 y AGENCIA 2016-Préstamo BID. Asimismo, se agradece el apoyo del INGENIO (Instituto de Investigaciones Geológicas Emiliano P. Aparicio) y de la Universidad de San Juan (UNSJ). Se agradece también al Dr. Fernando Hongn y al revisor anónimo por las sugerencias realizadas, que mejoraron significativamente el manuscrito.

REFERENCIAS

- Allmendinger, R., Figueroa, D., Snyder, E., Beer, J., Mpodosis, C., Isacks, B. 1990. Foreland shortening and crustal balancing the Andes at 30° S latitude. *Tectonics* 9: 789-809.
- Alvarado, P. y Beck, S., 2006. Source characterization of the San Juan (Argentina) crustal earthquakes of 15 January 1944 (M_w 7.0) and 11 June 1952 (M_w 6.8). *Earth and Planetary Science Letters* 243: 615–631.
- Amos, A. J., 1954. Estructura de las formaciones paleozoicas de La Rinconada, pie oriental de la Sierra Chica de Zonda (San Juan): *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 9: 5-38.
- Baldis, B.A., 1975. Acerca de la estructura profunda de Precordillera Central: Buenos Aires, Argentina: *Revista Minera Geología y Minería* 23 (1-2).
- Barazangi, M. e Isacks, B., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology* 4: 686-692.
- Bastías, H., 1986. Fallamiento cuaternario en la región sismotectónica de Precordillera. Tesis Doctoral (Inédito). Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan: 147 p.
- Bracaccini, O.I., 1949. El perfil de Tambolar. *Revista Asociación Geológica Argentina* 4:165-179.
- Burbank, D.W. y Anderson, R.S., 2001. *Geomorphic Markers*. In Burbank, D. W. y Anderson, R. S., *Tectonic Geomorphology*. Malden: (ed.) Blackwell Publishing: 13-32.
- Burbank, D.W. y Anderson, R.S. 2011. *Tectonic geomorphology*. John Wiley y Sons.
- Castellanos, A., 1945. Cuatro lecciones sobre terremotos. Parte B. El

- terremoto de San Juan: Santa Fe, Argentina, Asociación Cultural de Conferencias de Rosario, Publicación 6: 77-243.
- Costa, C., Rockwell, T., Paredes, J. y Gardini, C., 1999. Quaternary deformation and seismic hazard at the Andean orogenic front (31°-33°, Argentina): A paleoseismological perspective (Extended Abstracts) in 4° International Symposium on Andean Geodynamics: Paris: 187-191.
- Costa, C.H., Audemard, M.F., Becerra, A., Lavenu, M.N. y Machette, G., 2006. An overview of the main Quaternary deformation of South America. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 4: 461-79.
- Costa, C., Alvarado, A., Audemard, F., Audin, L., Benavente, C., Bezerra, F. H., Cembrano, J., Gonzalez, G., Lopez, M., Minaya, E., Santibañez, I., Garcia, J., Arcila, M., Pagani, M., Perz, I., Delgado, F., Paolini, M. y Garro, H., 2020. Hazardous faults of South America; compilation and overview. *Journal of South American Earth Sciences* Volume 104, 102837.
- Cuerda, A.J. y Furque, G., 1984. Depósitos carbonáticos de la Precordillera de San Juan. Parte II: Quebrada La Deheza. *Asociación Geológica Argentina, Revista Tomo XXXVIII (3-4): 381-391. Buenos Aires.*
- Furque, G., 1963. Descripción Geológica de la Hoja 17b. Guandacol (Provincias de La Rioja y San Juan). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 92, 104 p, Buenos Aires.
- Furque, G., 1979. Descripción geológica de la hoja 18 c. Jáchal (Prov. de San Juan). Servicio Geológico Nacional, Boletín 164.
- Furque, G., 1983. Descripción geológica de la hoja 19 c. Ciénaga de Gualilán (Prov. de San Juan). Servicio Geológico Nacional, Boletín 193.
- Hack, J., 1973. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey* 1: 421-429.
- Heim, A., 1952. Estudios tectónicos en la Precordillera de San Juan. Los ríos San Juan, Jáchal y Huaco. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 7: 11-70.
- Huntley, D.J., Godfrey-Smith, D.I. y Thewalt, M.L.W., 1985. Optical dating of sediments: *Nature*, 313: 105-107.
- IGN (Instituto Geográfico Nacional) <https://ide.ign.gob.ar/portal/home/>
- Isacks, B.L., 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research* 93: 3211-3231.
- Jiménez-Cantizano, F., Antón, L., Soria-Jáuregui, A. y Pastor-Martín, C., 2017. Cálculo del perfil teórico de equilibrio de un río en función del índice de gradiente. *Geogaceta* 62: 51-54.
- Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V. y Ando, C., 1983. Andean Tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin* 94: 341-361.
- Jordan, T., Allmendinger, R., Damanti, J. and Drake, R., 1993. Chronology of motion in a complete Thrust belt: the Precordillera, 30-30° S, Andes Mountains. *Journal of Geology* 101: 137-158.
- Kelly, J.G., 1962. Geología de las Sierras de Moquina y perspectivas petrolíferas, Dpto. de Jáchal, provincia de San Juan. Yacimientos petrolíferos fiscales, Gerencia de Exploración, (inédito), Buenos Aires.
- Leveratto, M.A., 1968. Geología de la zona al oeste de Ullúm-Zonda, borde oriental de la Precordillera de San Juan, eruptividad subvolcánica y estructura. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23: 129-157.
- Levina, M., Horton, B., Fuentes, F. y Stockli, D., 2014. Cenozoic sedimentation and exhumation of the foreland basin system preserved in the Precordillera thrust belt (31–32° S), southern central Andes, Argentina. *Tectonics* 33: 1659–1680.
- Mardonez, D., Suriano, J., Giambiagi, L., Mescua, J., Lossada, A., Creixell, C. y Murillo, I., 2020. The Jáchal river cross-section revisited (Andes of Argentina, 30°S): Constraints from the chronology and geometry of neogene synorogenic deposits, *Journal of South American Earth Sciences* 104, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102838>
- Milana, J.P., 1991. Sedimentología y Magnetoestratigrafía de Formaciones Cenozoicas en el área de Mogna, y su inserción en el marco tectosedimentario de la Precordillera Oriental. Tesis Doctoral (inédita), Universidad Nacional de San Juan, 300 p.
- Ortiz, A. y Zambrano, J., 1981. La provincia geológica Precordillera Oriental. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 59-74. San Luis.
- Padula, E., Roller, E., Mingramm, A.R., Criado Roqué, P., Flores, M.A. y Baldís, B., 1967. Devonian of Argentina. *International Symposium on the Devonian System, Proceedings* 2:165-199, Calgary.
- Paredes, J., Perucca, L. y Tello, G., 1996. Fallas activas en el bolsón de Matagusanos, San Juan, Argentina. 12° Congreso Geológico de Bolivia 3: 1155-1163. Tarija, Bolivia.
- Paredes, J.D., Perucca, L.P. y Tello, G., 1997. Fallamiento Cuaternario en el área Blanquitos, departamento Ullum. San Juan. Argentina. 2° Jornadas de Geología de Precordillera, 168-173. San Juan.
- Paredes, J. y Perucca, L., 2000. Evidencias de paleolicuefacción en la quebrada del río Acequión, Sarmiento, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55: 394-397.
- Perucca, L. y Paredes, J., 2003. Fallamiento cuaternario en la zona de La Laja y su relación con el terremoto de 1944, Departamento Albaradón, San Juan, Argentina: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*: 20-26.
- Perucca, L., Audemard, F., Pantano, A., Vargas, H., Avila, C., Onorato, M., Lara, G., Esper, M., 2013. Fallas cuaternarias con vergencias opuestas entre Precordillera Central y Oriental, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70: 291-302.
- Perucca, L. y Vargas, N., 2014. Neotectónica en la provincia de San Juan, centro-oeste de Argentina. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 66: 291-304.
- Perucca, L., Rothis, M., Bezerra, F., Vargas, N. y Lima, J., 2015. Late quaternary evolution of the La Cantera Fault System (Central Precordillera, Argentina): A morphotectonic and paleoseismic analysis. *Tectonophysics* 661: 200-209.
- Ramos, V., Cristallini, E. y Perez, D., 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 159-78.
- Tejada, F., Rothis, M., Onorato, M. R., Blanc, P. A., Perucca, L., Audemard-M., F. A. y Vargas, N., 2021. Análisis neotectónico y paleosísmico de la falla Loma Negra Oriental, frente orogénico de la Precordillera

- Central, Argentina: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana 73 (2): A 080121. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2021v73n2a080121>
- Walker, M., 2005. Quaternary Dating Methods. John Wiley and Sons, 306p.
- Wells, D.L. y Coppersmith, K.J., 1994. New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. Bulletin of Seismological Society of America 84: 974-1002.
- Zapata, T.R. y Allmendinger, R.W., 1996. The Thrust front zone of the Pre-cordillera, Argentina: a Thick-skinned triangle zone. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 80: 359-381.