



Estructuras de deformación en sedimento blando como indicadores de actividad tectónica cuaternaria en el sector austral del valle de Lerma, Noroeste Argentino

Leonardo ELÍAS¹, Carolina MONTERO-LÓPEZ¹, Víctor H. GARCÍA², Leonardo ESCALANTE¹, David CARABANTI³ y Roberto BRACCO BOKSAR⁴

¹Instituto de Bio y Geociencias del NOA (IBIGEO), Universidad Nacional de Salta-CONICET, Salta, Argentina.

²Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (IDEAN), Universidad de Buenos Aires-CONICET, CABA, Argentina.

³A.I.S. Reseources S.A., Salta, Argentina.

⁴Universidad de la República, Facultad de Ciencias, Laboratorio de Luminiscencia, Montevideo, Uruguay.

Email: leoelias9008@gmail.com

Editor: Diego A. Kietzmann

Recibido: 8 de noviembre de 2021

Aceptado: 16 de marzo de 2022

RESUMEN

El valle de Lerma, una cuenca intermontana de la Cordillera Oriental de Argentina, se ubica en una región sísmicamente activa y con numerosos registros de deformaciones cuaternarias. Si bien la mayoría de los sismos corticales registrados instrumentalmente en la región son de baja magnitud, en las últimas décadas se registraron varios sismos de $M_w > 5$, destacándose el terremoto $M_w 6.2$ de 2010 con epicentro hacia O-NO del valle. No obstante, la mayor parte de las potenciales fuentes sismogénicas aún no han sido identificadas y caracterizadas. En el sur de la cuenca, afloran depósitos lacustres del Pleistoceno Superior que contienen estructuras de deformación en sedimento blando (SSDS por sus siglas en inglés) cuyo origen podría estar relacionado a sacudidas de origen sísmico (sismitas). Las capas deformadas poseen una amplia distribución areal y continuidad lateral y se encuentran confinadas entre estratos no deformados. En el presente trabajo, se presentan nuevos datos de campo que permiten interpretar la génesis de las SSDS tales como: columnas estratigráficas de detalle, análisis de la susceptibilidad a la licuefacción de los sedimentos, y estudios geométricos de detalle de las SSDS. Considerando las características sedimentológicas del depósito, el contexto climático, el marco tectónico del área y la similitud con estructuras producidas por sismos recientes, se propone un desencadenante sísmico como responsable principal de las deformaciones observadas. Resaltamos la utilidad de este tipo de estructuras como indicadores de actividad paleosísmica, principalmente para áreas en las que las expresiones morfoestructurales de la deformación son difusas (e.g. relacionadas a fallamiento ciego) y donde el ciclo sísmico se caracteriza por largos periodos de recurrencia y una sismicidad instrumental baja a moderada.

Palabras clave: SSDS, neotectónica, Formación Tajamar, depósitos lacustres, licuefacción.

ABSTRACT

Soft-Sediment Deformation Structures as indicators of Quaternary tectonics in the southern Lerma Valley, NW Argentina.

The Lerma valley is the easternmost intermontane basin of the Cordillera Oriental in the southern Central Andes of Argentina. This is a seismically active region subject to compressional tectonics. Although the instrumental record in the basin displays seismic activity characterized by small-magnitude earthquakes, an $M_w=6.2$ earthquake occurred in their 2010. Furthermore, several $M > 5$ earthquakes struck the surroundings during the last centuries and the study area is within the region of influence. Despite of this, most of the potential seismogenic sources within the valley have not been identified and characterized yet. South of the basin, the presence of soft-sediment deformation structures (SSDS) in Upper Pleistocene lacustrine sediments have been recognized and hypothetically related to seismic activity. The areal extent of the SSDS is several kilometers and the strata containing these deformation structures are laterally continuous and characterized by the occurrence of undeformed beds below and above the deformed bed. In this contribution, we present new field data and morphological analysis of the SSDS, as well as detailed stratigraphic sections and analyses of susceptibility

to liquefaction of the sediments involved. Considering the sedimentological characteristics, climatic context, geodynamic context, and the similarity between the studied structures with seismic-related SSDS, we propose paleo-earthquakes as the main trigger of the observed deformation. Finally, we highlight the use of this kind of structures as indicators of paleoseismic activity in intraplate regions with a lack of surface manifestations of deformation and with low to moderate seismicity and long recurrence intervals.

Keywords: SSDS, neotectonics, Tajamar Formation, lacustrine deposits, liquefaction.

INTRODUCCIÓN

En el registro geológico existen numerosos ejemplos de estructuras de deformación en sedimento blando (*soft sediment deformation structures*, SSDS por sus siglas en inglés) desencadenados tanto por procesos autogénicos (e.g. fenómenos gravitacionales, flujos de detritos) como alogénicos (e.g. sismos) (Owen y Moretti 2011). El mecanismo principal generador de SSDS es el flujo granular que conduce a la licuefacción y la fluidización del material (Allen 1982). La licuefacción consiste en la pérdida de contactos intergranulares y la transferencia temporal del peso del grano al fluido de los poros (Allen 1982, Owen 1987, Owen y Moretti 2011), mientras que la fluidización se caracteriza por el arrastre ascendente del fluido que soporta el peso de los granos, deformando la estratificación original (Allen 1982, Nichols et al. 1994, Owen y Moretti 2011). Las propiedades del sedimento y otros factores *in situ* que promueven o dificultan la ocurrencia de licuefacción en un determinado depósito determinan su susceptibilidad a la licuefacción. De acuerdo a Moretti et al. (1999) y Owen y Moretti (2011), aquellos sedimentos saturados en agua y de granulometría en el rango de limo grueso a arena mediana son idealmente los más propensos a ser licuefactados. En sedimentos más finos la cohesión entre granos juega un rol importante dificultando la pérdida de tensión intergranular. Mientras que en sedimentos más gruesos la presión ejercida por los fluidos en el poro no soporta con facilidad el peso de los granos (Obermeier et al. 2001). Otros factores que incrementan la susceptibilidad a la licuefacción son una baja compactación del sedimento, la ausencia de material cementante que favorezca la cohesión intergranular, y una profundidad de enterramiento menor a 10 m (idealmente menor a 5 m) (Obermeier 1996). La licuefacción ocasiona un cambio físico temporal de las capas sedimentarias desde un estado semi-sólido a uno licuefactado permitiendo que se produzca la deformación. Al retornar al estado semi-sólido, la nueva configuración da lugar al desarrollo de diferentes morfologías no asimilables con los procesos sedimentarios típicos del ambiente depositacional en cuestión (Allen 1982, Moretti y Sabato 2007).

A través del estudio detallado de las SSDS es posible obtener información relevante sobre los procesos físicos responsables de su génesis. Un desencadenante sísmico puede ser interpretado como el eventual responsable de la deformación en aquellos casos en que las SSDS presenten las siguientes características: los sedimentos susceptibles a la licuefacción se encuentran en una región sísmicamente activa; las capas con SSDS presentan una extensión areal considerable, se encuentran confinadas entre capas no deformadas y se repiten en la sucesión vertical; y las morfologías resultantes son similares a las de SSDS formadas durante eventos sísmicos recientes (Owen y Moretti 2011). De esta manera, la potencial información que las SSDS pueden brindar acerca de la actividad paleosísmica en regiones donde los registros instrumentales e históricos son escasos y la geomorfología del área no presenta indicios claros de actividad tectónica reciente, es fundamental (e.g. Rudersdorf et al. 2017). En el caso del valle de Lerma (Fig. 1), mientras su mitad septentrional exhibe diferentes rasgos morfoestructurales claros que documentan la existencia de deformación tectónica durante el Pleistoceno tardío-Holoceno (García et al. 2013, 2019), así como registros de actividad sísmica reciente (Scott et al. 2014, Spagnotto et al. 2014, Criado-Sutti et al. 2019), en su porción austral las evidencias geomorfológicas de deformación cuaternaria son más sutiles dificultando el análisis morfotectónico. No obstante, el desarrollo de SSDS en depósitos lacustres del Pleistoceno tardío aflorantes en este sector resulta de gran importancia para evaluar su potencial origen sísmico y reconstruir la historia de deformación cuaternaria de la región.

El Noroeste Argentino es una región de peligrosidad sísmica moderada a elevada (INPRES 2021), ubicada en una zona de intraplaca, donde la transferencia de los esfuerzos compresivos ejercidos por la subducción de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana, son responsables de la formación de una cuña orogénica caracterizada por un sistema complejo de fallas inversas y pliegues de rumbo general N-S (Jordan et al. 1983). Las fallas individuales en este tipo de ambiente permanecen inactivas durante un período de tiempo mucho mayor al cubierto por el registro sísmico instrumental e histórico ($>10^4$ años, Scholz et al. 1986) y pre-

sentan *clusters* espaciotemporales de actividad implicando eventos sísmicos episódicos que migran espacialmente a lo largo del tiempo (Li et al. 2009, Stein et al. 2009, Landgraf et al. 2017). El registro sísmico histórico e instrumental existente para el valle de Lerma se encuentra temporalmente acotado a los registros de los colonizadores españoles, no superando los 350 años (INPRES 2021). No obstante, el mismo evidencia una actividad sísmica somera (i.e. <50 km de profundidad del hipocentro) como lo indica la ocurrencia de al menos ocho sismos de magnitud mayor o igual a $M_w=5$ (Esteco 1692 $M_l=7.0$; Güemes 1844 $M_l=6.5$; Lumbreras 1908 $M_l=6.0$; La Poma 1930 $M_l=6.0$; Palomitas 1948 $M_l=7.0$; Santa Clara 1973, $M_l=5.9$; Salta 2010, $M_w=6.2$; El Galpón 2015, $M_w=5.9$; INPRES 2021) dentro de un radio de aproximadamente 100 km alrededor del valle (Fig. 1). Aunque la mayoría de los epicentros de estos eventos tuvieron lugar en el Sistema de Santa Bárbara, hacia el este del valle de Lerma, se destaca el sismo ocurrido en 2010 como el primer evento de intraplaca con una magnitud mayor a 6 registrado instrumentalmente en la cuenca (Scott et al. 2014, Spagnotto et al. 2014).

En cuanto a la litología, existen numerosos estudios que demuestran que los depósitos lacustres son excelentes para la preservación y el análisis de SSDS (e.g. Ricci Lucchi 1995, Rodríguez-Pascua et al. 2000) debido a que sus capas de espesor milimétrico constituyen un marcador detallado y arealmente continuo de la deformación, además de ser susceptibles a la licuefacción. En el sector austral del valle de Lerma, el relleno sedimentario cuaternario se destaca por la presencia de un depósito de origen lacustre denominado Formación Tajamar (Gallardo et al. 1996) de edad pleistocena tardía. En esta sucesión ha sido reportada la presencia de morfologías de SSDS que no han sido objeto de estudios detallados hasta el momento (Gallardo et al. 1996, Malamud et al. 1996, Elías et al. 2018). En este trabajo se describen tres secciones sedimentarias de la Formación Tajamar en las que se identificaron SSDS en este sector del valle de Lerma, haciendo énfasis en las características granulométricas y la relación con la susceptibilidad a la licuefacción de cada capa. Por otra parte, se presenta una clasificación de las diferentes estructuras reconocidas y se evalúan los posibles procesos impulsores que dieron origen a las SSDS. Adicionalmente, se presentan nuevas edades para los intervalos afectados por SSDS de la Formación Tajamar obtenidos por luminiscencia ópticamente estimulada (*Optically Stimulated Luminescence*, OSL por sus siglas en inglés), relevantes tanto para acotar el momento de generación de las SSDS como para mejorar la resolución temporal del registro sedimentario cuaternario de la región.

MARCO GEOLÓGICO DEL VALLE DE LERMA

El área de estudio corresponde al sector sur del valle de Lerma (Fig. 1), entre los $25^{\circ}15'$ y $25^{\circ}35'$ de latitud sur y los $65^{\circ}24'$ y $65^{\circ}36'$ de longitud oeste. El valle de Lerma es una cuenca intermontana, elongada en sentido meridional, limitada por sierras que exhuman el basamento metamórfico de entre 2000 y 4000 m s.n.m. Se ubica en la región sudoriental de la Cordillera Oriental, en el segmento austral de los Andes Centrales, donde la deformación compresiva cenozoica es acomodada mediante una faja plegada y corrida de piel gruesa bivergente (Mon 1976, Mon y Salfity 1995, Monaldi et al. 1996, Cristallini et al. 1997), cuyo transporte tectónico hacia el este está controlado principalmente por cuñas de basamento ciegas y estructuras retrovergentes asociadas a reactivación

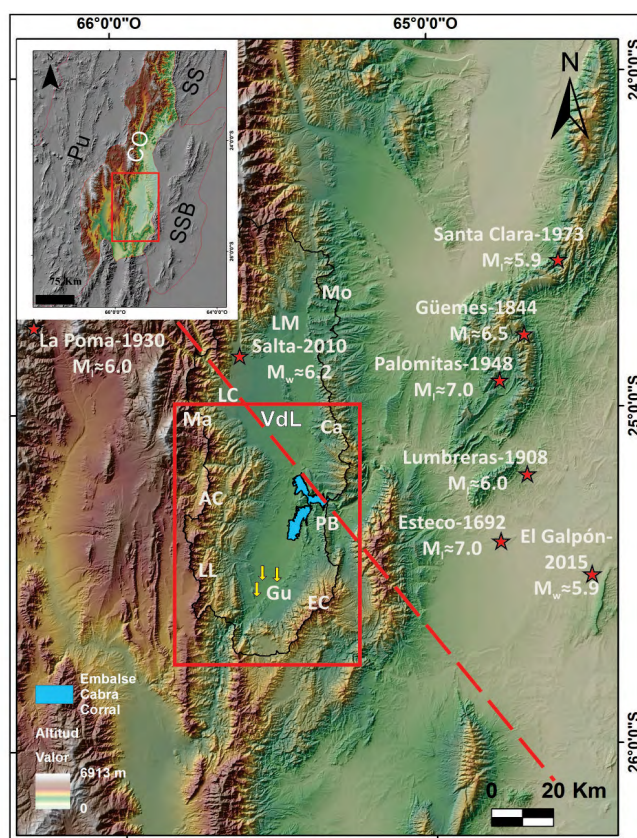


Figura 1. Ubicación de eventos sísmicos históricos e instrumentales en el valle de Lerma (VdL) y alrededores. Con estrellas rojas se identifican los eventos cuya magnitud fue M_l o $M_w \geq 6$. En los recuadros rojos se indica el sector austral del valle de Lerma. Con flechas amarillas se indica la localización de las columnas estratigráficas levantadas. En línea de trazos roja se representa la orientación del lineamiento Calama-Olapacato-Toro. Puna (Pu), Cordillera Oriental (CO), Sierras Subandinas (SS), Sistema de Santa Bárbara (SSB) Lomas de Medeiros (LM) y de Carabaja (LC); Sierras de Mojotoro (Mo), Malcante (Ma), Castillejo (Ca), Agua de Castilla (AC), Peñas Blancas (PB), Loma Larga (LL), Guachipas (Gu) y El Cebilar (EC).

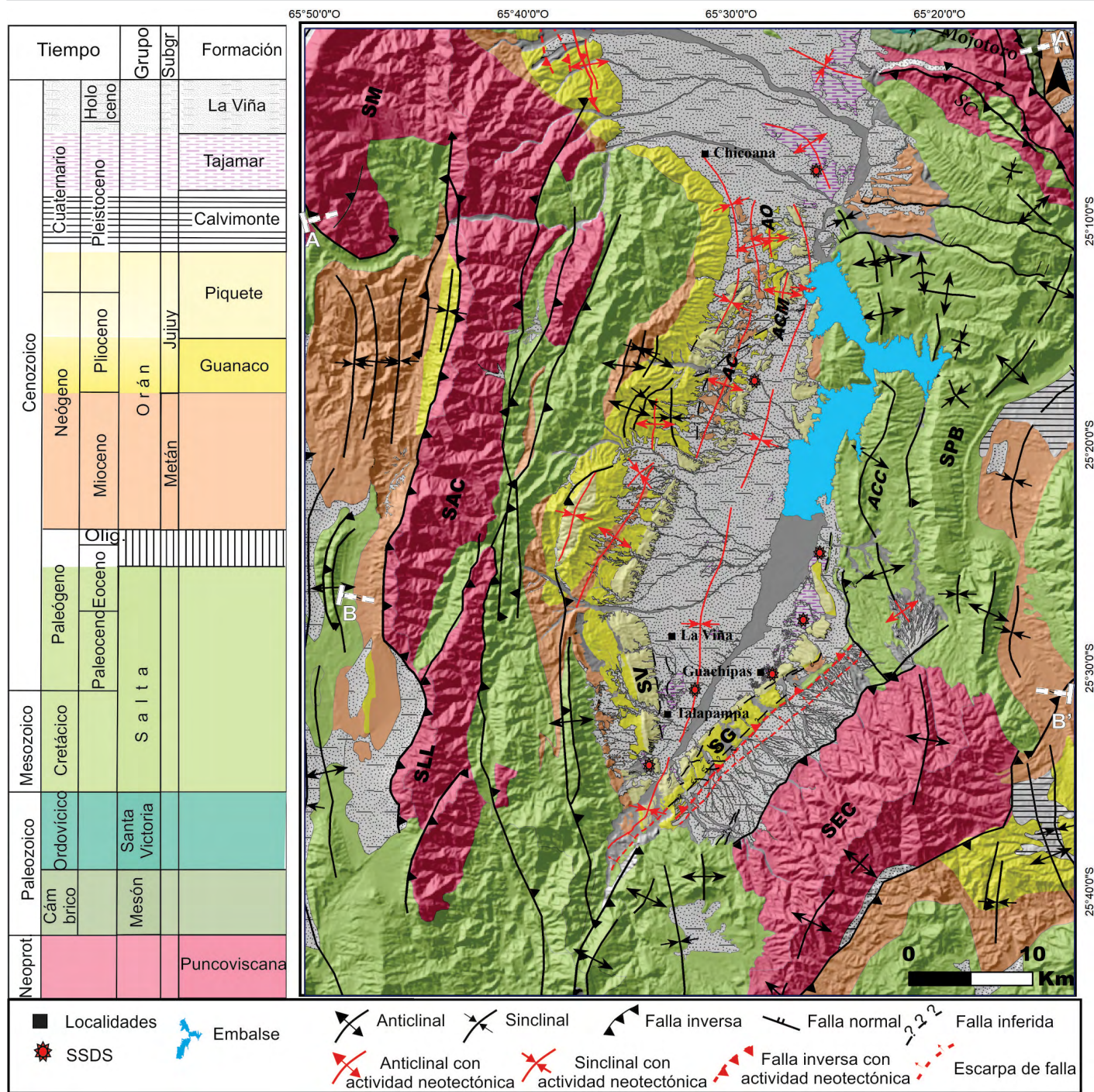


Figura 2. Mapa geológico del sur valle de Lerma. Las estructuras de color rojo indican evidencias de actividad tectónica cuaternaria. Sierras: Malcante (SM), Castillejo (SC), Agua de Castilla (SAC), Peñas Blancas (SPB), Loma Larga (SLL), La Viña (SV), Guachipas (SG) y El Ceblar (SEC). Anticlinales Chuñapampa (AC), Coronel Moldes (ACM), Osma (Os) y Cabra Corral (ACC).

de anisotropías previas (Kley y Monaldi 2002).

El valle de Lerma se encuentra atravesado en su sector central por el lineamiento regional Calama-Olapato-Toro (Fig. 1) de rumbo NO-SE (Salfity 1985), acotando la distribución de las unidades cambro-ordovícicas hacia el norte del valle y de los depósitos de sinrift cretácicos hacia el sur. En el sur del valle de Lerma el basamento está representado por

las metasedimentitas de bajo grado de la Formación Puncoviscana (Neoproterozoico-Eopaleozoico, Aceñolaza 1979, Turner y Mon 1979), cubierto en discordancia por los depósitos del rift cretácico-paleógeno del Grupo Salta (Turner 1959, Marquillas et al. 2005). En discordancia o paraconcordancia, se depositan los potentes sedimentos aluviales y fluviales del relleno de la cuenca de antepaís del Grupo Orán (Oligoce-

no-Pleistoceno; Russo, 1972). La sección inferior de composición pasamítico-pelítica corresponde a depósitos aluviales y fluvio-lacustres del Subgrupo Metán, mientras que la sección superior se caracteriza por intercalaciones de conglomerados y areniscas fluviales y aluviales del Subgrupo Jujuy (Gebhard et al. 1974, Galli et al. 2019). El relleno cuaternario del valle de Lerma corresponde a depósitos aluviales, fluviales y lacustres (formaciones Calvimonte, Tajamar y La Viña; Gallardo et al. 1996).

La estructura principal del sector austral del valle de Lerma (Fig. 2) puede ser descripta como una sinforma abierta de aproximadamente 20 km de longitud de onda, con un eje de dirección aproximada N-S, y núcleo compuesto por sedi-

mentitas neógeno-cuaternarias. En ambos flancos del pliegue afloran las unidades más antiguas del Grupo Orán y del Grupo Salta que a su vez se disponen sobre el basamento metamórfico de las sierras de Malcante-Agua de Castilla-Loma Larga al oeste y Castillejo-Peñas Blancas-El Cebilar al este; el nivel de despegue regional de estas sierras se ubicaría a aproximadamente 10-12 km de profundidad (Carrera et al. 2006, García et al. 2013, Pearson et al. 2013, Payrola et al. 2020) (Fig. 3). Además, en el sector norte del flanco occidental del sinclinal se desarrollan tres anticlinas asimétricos de longitud de onda menor (Osma, Coronel Moldes y Chuñapampa) con vergencia oriental, los cuales poseen despegues probablemente en la parte inferior del Grupo Orán, así como en ni-

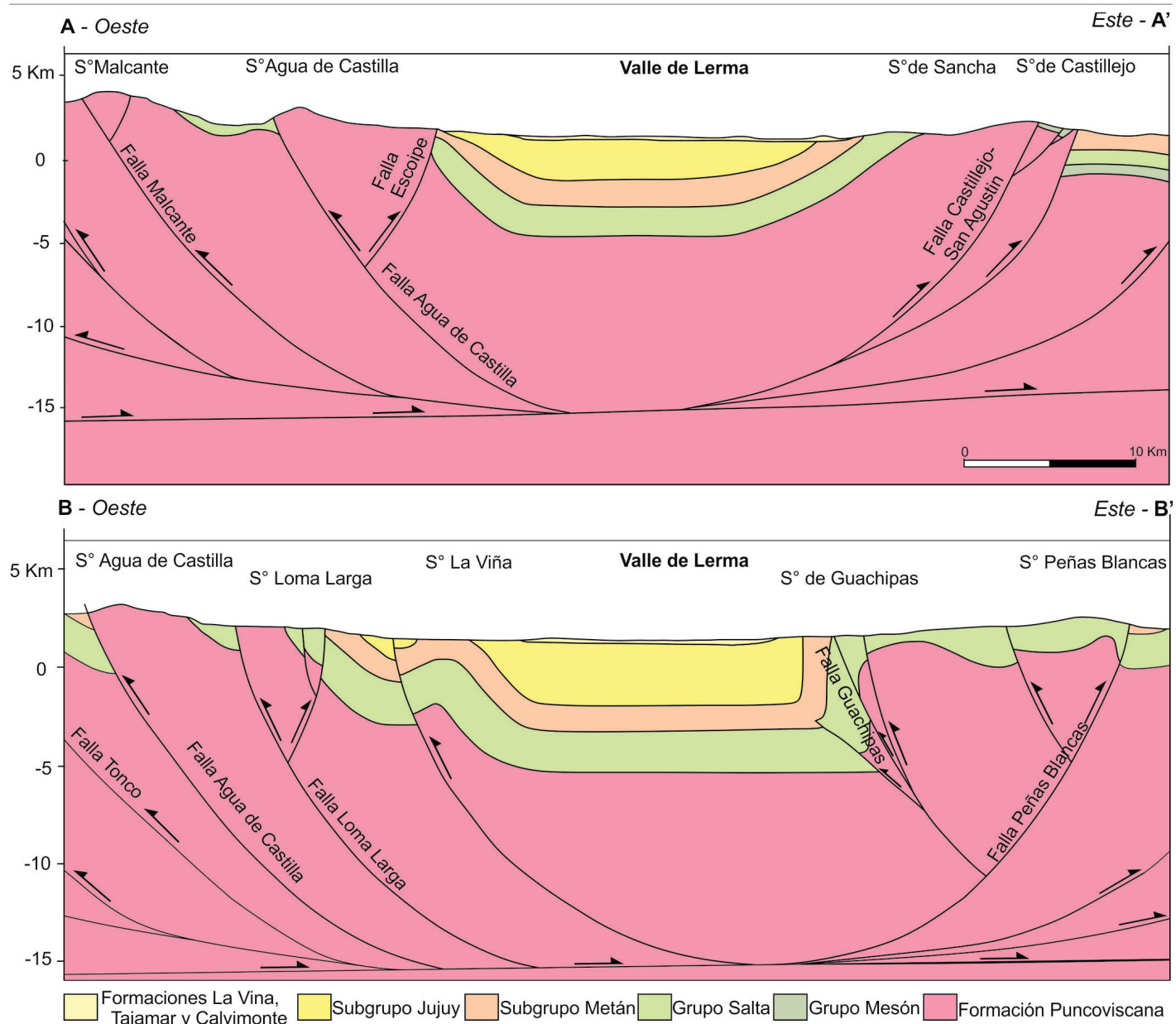


Figura 3. Secciones estructurales esquemáticas del área de estudio. En la sección A-A', la falla Malcante es inferida como fuente sismogénica del sismo de Salta del 2010 (Mw 6.2). Modificado de Salfity et al. (2006), Payrola et al. (2020) y Celedón (2020).

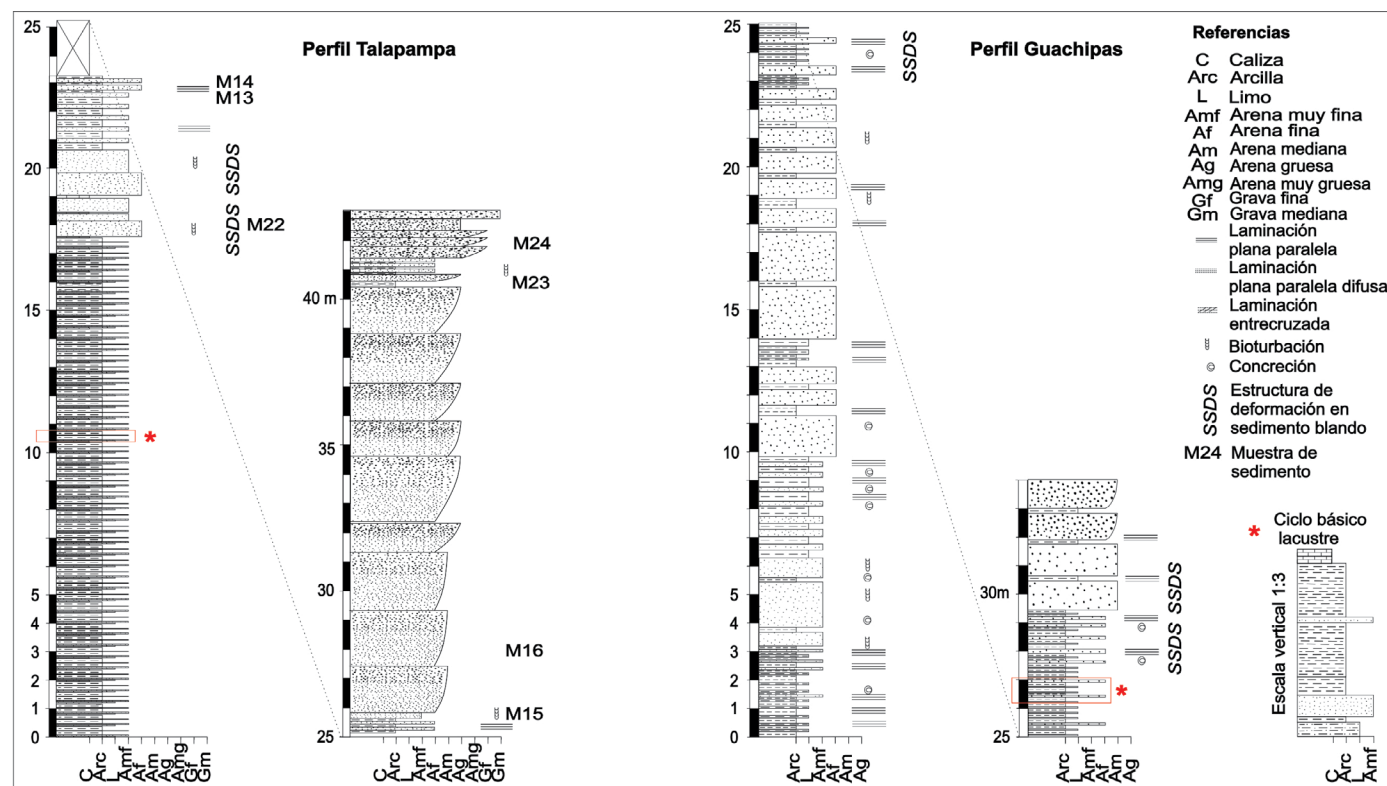


Figura 4. Perfiles estratigráficos Talapampa y Guachipas. Modificado de Gallardo et al. (1996) y Carabanti (2005).

veles incompetentes del Grupo Salta. En los flancos de estos pliegues los depósitos de la Formación Tajamar pueden encontrarse ligeramente basculados. En el sector nororiental del área de estudio, el anticlinal Cabra Corral posee un limbo casi vertical y se asocia a una falla ciega inclinando al este despegada en unidades del Grupo Salta (Fig. 7, Vergani y Stark 1989). Hacia el sur, en el flanco oriental del valle, un conjunto de fallas inversas subparalelas de ca. 20 km de longitud, con buzamiento al oeste levantan la sierra de Guachipas compuesta por unidades del Grupo Salta, del Subgrupo Jujuy y cuaternarias (Fig. 2).

Las principales evidencias de deformación cuaternaria a lo largo del valle se concentran principalmente en el sector norte, donde se reportaron localmente seis niveles de terrazas fluviales plegadas que indicarían sucesivos eventos de plegamiento del anticlinal de las Lomas de Medeiros (véase Fig. 1) durante el Pleistoceno tardío-Holoceno (González Bonorino y Abascal 2012a y b, García et al. 2013). Además, depósitos sedimentarios de edad pleistocena superior se disponen sobre elevados en las laderas occidentales de la sierra de Mojotoro (García et al. 2013). Hacia el centro-oeste del valle, en el sector de las Lomas de Carabajal (véase Fig. 1), fueron mapeados una serie de anticlinales en la Formación Piquete del Subgrupo Jujuy que afectan también a niveles conglomerádicos del Pleistoceno superior asignados a la Formación La Viña, generando geometrías de crecimiento, así como sedimentos finos holo-

cenos desplazados y con evidencias de licuefacción (García et al. 2019).

METODOLOGÍA

Para el reconocimiento preliminar de la distribución de los afloramientos de la Formación Tajamar se emplearon mosaicos de fotografías ortorectificadas con resolución espacial de 0.5 m (IGN 2014) en conjunto con modelos digitales de terreno de 5 m de resolución espacial (IGN 2021). Sobre esta base se elaboró el mapa de detalle a escala 1:25.000 de la figura 2 donde se volcaron los datos obtenidos en el terreno.

A partir de los relevamientos de campo, se seleccionaron tres áreas claves en las cuales se observó una mayor densidad y diversidad de SSDS (Río Seco, Guachipas y Talapampa, Fig. 1) y se levantaron las columnas estratigráficas de detalle (Figs. 4 y 5). En estas áreas se llevó a cabo el acondicionamiento de los afloramientos para el mapeo en detalle de las estructuras reconocidas, su registro fotográfico y medición de datos estructurales. La preparación de los perfiles se realizó con picos, palas y cepillos. En el caso particular del área de Río Seco, por la extensión y continuidad del afloramiento (~100 m de longitud por 2.40 m de altura en promedio) y la mayor diversidad de estructuras allí identificadas, se llevó a cabo un acondicionamiento más exhaustivo. Posteriormente al despeje de un plano vertical lo más uniforme posible, se

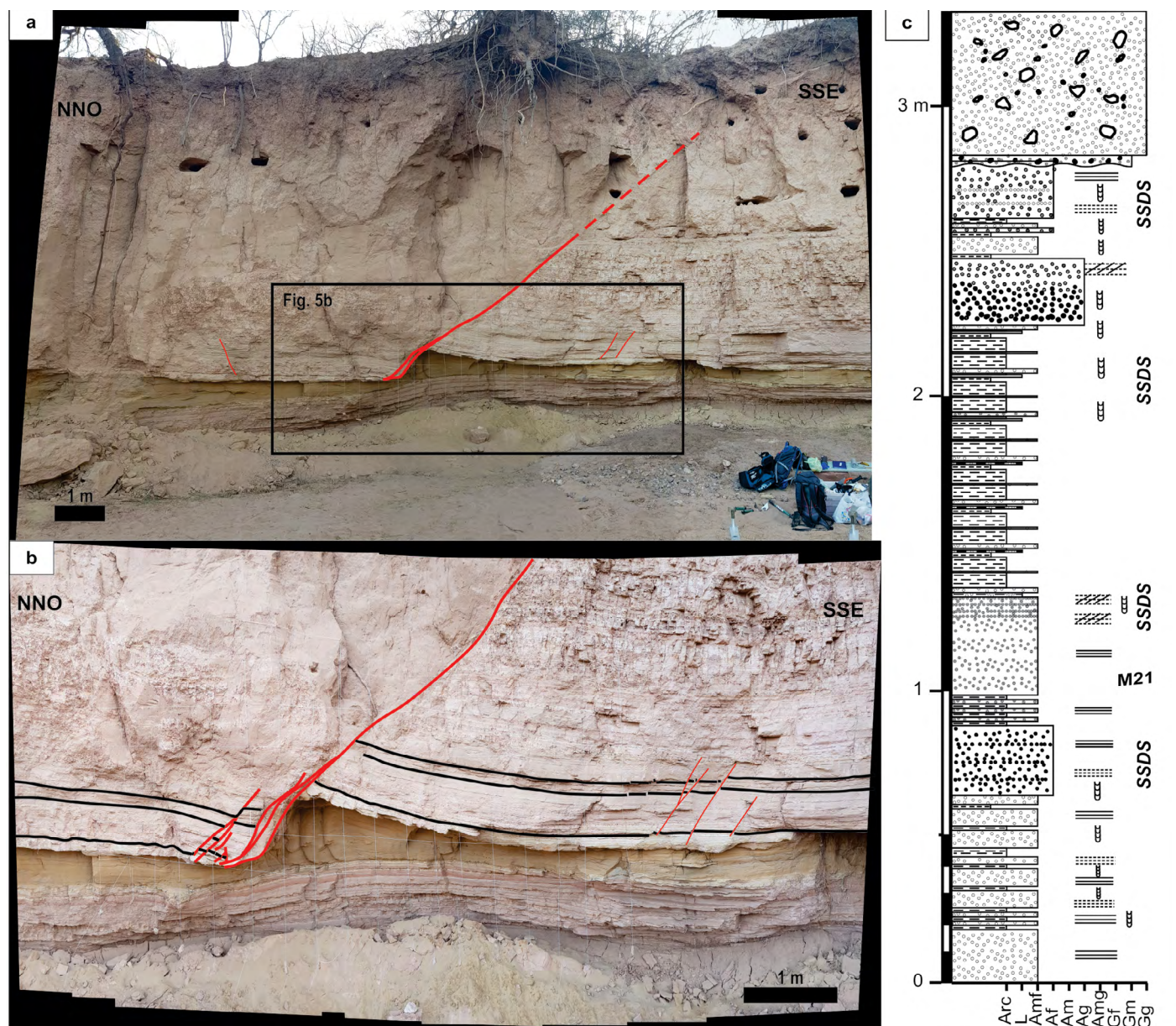


Figura 5. a) Porción del panel fotográfico llevado a cabo en la trinchera natural de Río Seco; b) detalle de una de las fallas normales que afectan al depósito y las estructuras asociadas; c) Perfil Estratigráfico Río Seco (ver referencias en figura 4).

midieron las estructuras presentes con brújula de estratos; se tomaron fotografías digitales para la construcción de un panel fotográfico (Fig. 5) y se levantó un perfil estratigráfico de detalle. Las interpretaciones obtenidas se compararon con estudios de SSDS en sedimentitas más antiguas (e.g. Rodríguez-Pascua et al. 2000, Martín-Chivelet et al. 2011, Perucca et al. 2014, Üner 2014, Onorato et al. 2016, Montero-López et al. 2018) como también con ejemplos de licuefacción vinculados a terremotos recientes (e.g. Sims 1973, 1975, Anand y Jain 1987, Youd y Keffer 1994, Villamor et al. 2016, Tuttle et al. 2017, Gihm et al. 2018, Valkaniotis et al. 2021).

Los sedimentos afectados por licuefacción fueron muestreados para su posterior datación por el método de OSL que

permite estimar la edad de la última exposición a la luz solar de los granos minerales en la interface sedimento-agua a partir de la cuantificación de energía ionizante acumulada en los granos desde el momento del soterramiento, debido a la interacción con radiación procedente de isotopos naturales en el entorno del depósito y de los rayos cósmicos (Bowman et al. 2004). Se colectaron dos muestras de arena fina a mediana y de arena fina limosa en niveles no deformados de entre 40 y 50 cm de espesor siguiendo las estrategias de muestreo de Duller (2008). Se escogieron para el muestreo capas no deformadas, una de ellas inmediatamente por debajo del primer nivel con SSDS y otra en la última capa de la Formación Tajamar expuesta en el Río Seco. Las muestras fueron prepa-

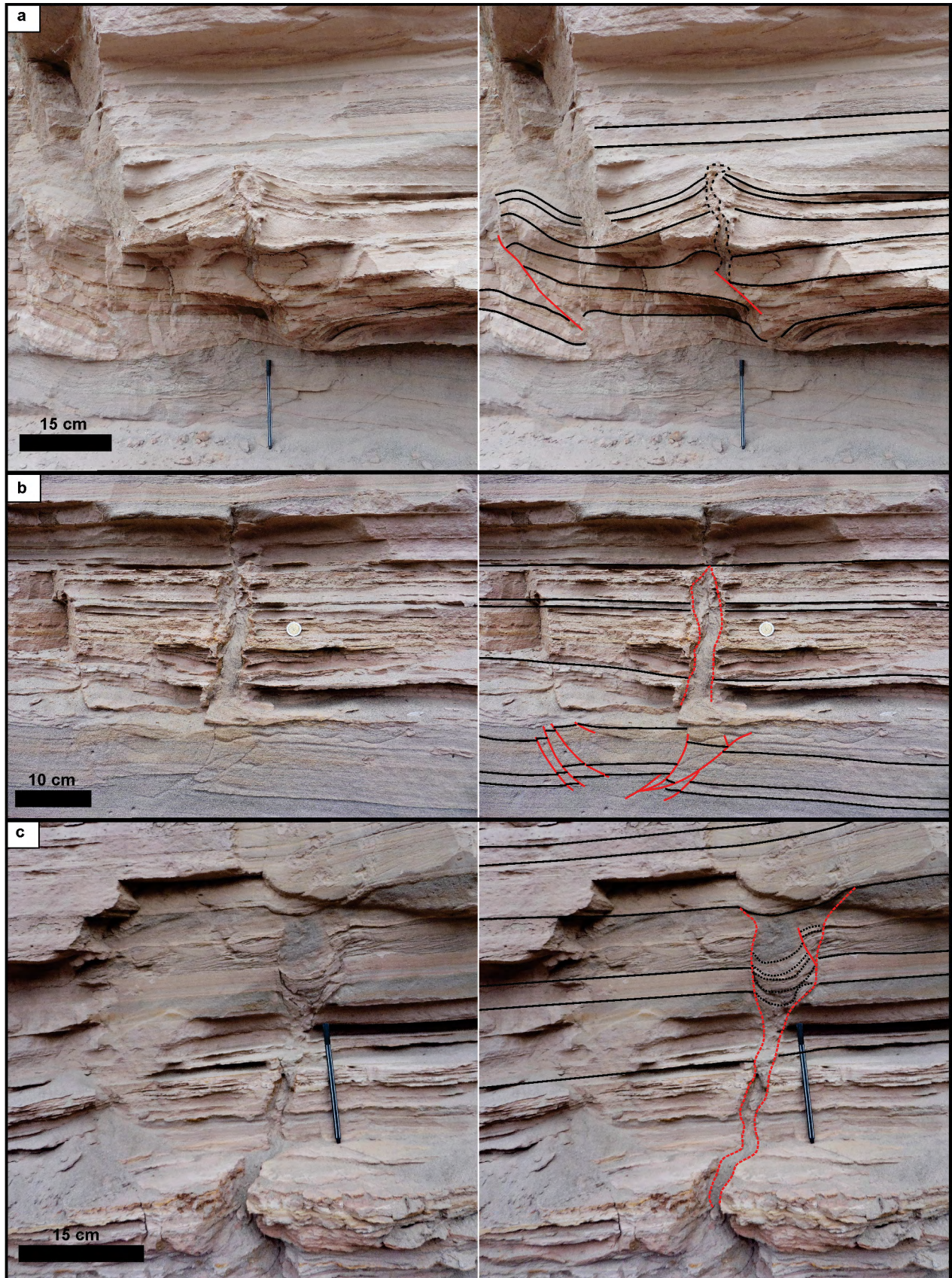


Figura 6. Estructuras de escape de fluidos en el área de Río Seco: a) Volcán de arena; b) Dique clástico; por debajo, diferentes estratos de arena fina a mediana se encuentran fallados; c) Cuña tixotrópica; hacia el tope de la estructura las capas en su interior se deforman de manera sinforme. En la columna izquierda se muestran las estructuras sin interpretar y a la derecha su interpretación.

radas y analizadas en el Laboratorio de Termoluminiscencia y OSL de la Universidad de la República (Uruguay). La metodología y protocolo usados en el laboratorio así también como las tablas (Tablas A1 y A2) con los resultados se presentan en el Apéndice 1 (ver Material suplementario).

Por otro lado, se emplearon los análisis granulométricos realizados por Carabanti (2005) en muestras de sedimento colectadas en los perfiles Río Seco y Talapampa. Se seleccionaron muestras que corresponden a capas asociadas a las SSDS registradas y se dividieron en dos grupos de acuerdo a una buena (BS) o pobre (PB) selección sedimentaria. Se representaron las distribuciones de la granulometría acumulada de las muestras estudiadas en el gráfico de susceptibilidad a la licuefacción de Obermeier (1996, 2009) para determinar cuan propensa a la deformación por licuefacción es la capa estudiada.

RESULTADOS

Formación Tajamar

El relleno sedimentario más reciente en el valle de Lerma está representado por tres unidades formacionales de edad cuaternaria (Gallardo et al. 1996, Malamud et al. 1996). La unidad objeto de estudio de este trabajo es la Formación Tajamar, la cual se dispone en discordancia sobre las Formaciones Piquete (parte superior del Subgrupo Jujuy) y Calvimonte. La Formación Piquete consiste en bancos tabulares de conglomerados gruesos a medianos clastosoportados, con numerosos clastos imbricados y matriz arenosa intercalados con areniscas limosas castaño-rojizas depositados en un sistema aluvial proximal. Los estratos de esta unidad se encuentran frecuentemente basculados (~ 45° E y O principalmente) conformando parte de los limbos de pliegues del valle. La Formación Calvimonte está compuesta predominantemente por una intercalación de bancos de conglomerados finos a medianos, con matriz arenosa de selección moderada a baja y estratificación maciza con delgadas y discontinuas intercalaciones arcillosas a la que se le asigna un origen aluvial. Esta unidad conforma las terrazas aluvio-fluviales cuaternarias más antiguas y su edad ha sido estimada entre 300 y 100 ka (García et al., 2013). Hacia el techo, la Formación Tajamar es cubierta en relación de discordancia erosiva por la Formación La Viña, la cual se caracteriza por intercalaciones de conglomerados gruesos y areniscas de origen aluvial y fluvial con estratificación difusa y en forma subordinada fangolitas arenosas con clastos dispersos e intercalaciones de capas lenticulares de paleosuelos y cenizas volcánicas. De acuerdo a edades de ^{14}C , OSL y U-Pb reportadas para esta unidad

(Malamud et al. 1996, Hain et al. 2011, García et al. 2019) se estima un tiempo de depositación entre aproximadamente los 4 y 51 ka. En algunos sectores se observan interdigitaciones laterales entre las Formaciones Tajamar y La Viña.

La Formación Tajamar se encuentra caracterizada por estratos tabulares finos a muy finos de limolitas y arcilitas, con laminación plano-paralela, alternadas en una sucesión rítmica, interestratificadas con bancos de arena muy fina a fina con laminación interna plano-paralela, ondulosa y entrecruzada (Fig. 4). Las facies identificadas en esta unidad corresponden a facies de areniscas: con gradación inversa y masivas (Sm), con laminación paralela (Sh), con laminación entrecruzada (Sp), facies de arenisca fina a mediana con laminación entrecruzada en artesa (St), facies de arcilitas laminada (Fl), facies de arcilitas y limolitas masivas (Fsm), facies de conglomerado clasto soportado masivo (Gcm) y facies de carbonatos (P) (Carabanti 2005). Se depositó en un ambiente lacustre que ocupaba el sector oriental y austral del valle de Lerma (Paleolago Lerma, Malamud et al. 1996). La sección superior de la unidad está conformada por capas de areniscas muy finas a gruesas, muy poco consolidadas, con laminación entrecruzada y plano-paralela, intercaladas con bancos muy delgados de limolitas; esta sección superior representaría la influencia fluvial en el lago. El máximo espesor medido para la unidad es de 43 m en el perfil de la localidad tipo en Talapampa (Carabanti 2005).

En esta unidad fueron reconocidas las diferentes SSDS que son descritas en detalle por primera vez en este trabajo, y las cuales se encuentran espacialmente distribuidas en el tramo sur del valle. Por otro lado, se midieron inclinaciones de entre 5° y 15°NNO y NNE principalmente en capas de la Formación Tajamar en diferentes posiciones del valle y de acuerdo al flanco del sinclinal en el que se localizan. Se observó además que en algunos casos las capas se encuentran afectadas por fallas menores tanto normales (Figs. 5 y 9) como inversas (Fig. 6 a y b).

Respecto al marco temporal en el que la unidad se habría depositado, Irurzun et al. (2014) proponen la ventana temporal comprendida entre los 90 ka y 40 ka, en base al cálculo de paleointensidades relativas de magnetización de los sedimentos lacustres. Las dos nuevas edades OSL reportadas en este trabajo brindan un rango temporal de entre 23.86 ± 2 ka y 27.30 ± 2 ka (Tablas A1 y A2), lo cual permite modificar el límite superior de la unidad.

Estructuras de deformación en sedimento blando (SSDS)

La Formación Tajamar presenta numerosas SSDS con una amplia variabilidad morfológica, de escala centimétrica

a métrica. La granulometría y contexto paleoambiental de las sedimentitas de esta unidad, sus relaciones de porosidad/permeabilidad favorables y bajo grado de cohesión, la hacen susceptible para la licuefacción y fluidización en presencia de agua en los poros de los sedimentos (e.g. Alfaro et al. 2006, Berra y Felletti 2011). Todas las estructuras mapeadas se encuentran en capas limitadas tanto al techo como hacia la base por capas sin deformación, con contactos aproximadamente planos y se repiten verticalmente, además de presentar continuidad lateral. Existen numerosos trabajos que describen las geometrías que se generan por estos procesos de deformación en sedimento blando ya sea en base a criterios morfológicos, genéticos o de escala (e.g. Montenat et al. 2007, Moretti y Sabato 2007, Üner 2014). En este trabajo se agrupan las estructuras identificadas en tres grandes grupos de acuerdo al proceso predominante en su desarrollo (de escape de fluidos, de deformación dúctil y de deformación frágil), dentro de los cuales se enumeran y describen los tipos morfológicos de estructuras.

Estructuras de escape de fluidos: Este tipo de estructuras están representadas en el área de estudio por volcanes de arena, diques y *sills* clásticos y cuñas tixotrópicas (Fig. 6). La mayoría de las estructuras fueron reconocidas en el área de Río Seco, y en menor proporción en el perfil Guachipas.

Volcanes de arena (Montenat et al. 2007, Üner 2014): Las estructuras identificadas presentan una geometría parabólica, correspondiente al corte transversal de una estructura cónica aplanada. Están desarrolladas en capas de limolitas y arcilitas, las cuales se encuentran limitadas tanto en su base y techo por capas arenosas. Inmediatamente por encima de las capas arenosas de la base se observa que las láminas pelíticas se repliegan de manera sinforme y se encuentran afectadas por fallas inversas de escala centimétrica que sirvieron como vía de transporte del material que luego se concentró en los conductos verticales de los volcanes (Fig. 6a). Los volcanes de arena fueron identificados en el perfil Río Seco.

Diques y sills clásticos (Montenat et al. 2007, Jolly y Loneragan 2002): Los diques mapeados son de forma tabular y disposición vertical a subvertical; presentan bordes irregulares y un espesor más ancho en la base, reduciéndose hacia el tope de la estructura consecuencia de la inyección de arena que rellena de forma caótica la estructura y que proviene de la capa de arenisca infrayacente. La estructura que varía en su extensión entre los 10 y 100 cm de longitud y que en ningún caso superan los 5 cm de ancho, intruye en capas horizontales de arcilitas y limolitas bien consolidadas (Fig. 6b).

Los *sills* son intrusiones horizontales, de morfología aplanada, ensanchada en su tramo central y que se adelgaza hacia los laterales. Son concordantes con las capas que intru-

yen y presentan un espesor que no supera los 3 cm.

Estas estructuras fueron registradas en los tramos medio y superior de los perfiles Río Seco y Guachipas respectivamente.

Cuñas tixotrópicas (Thorson et al. 1986, Montenat et al. 2007): Son estructuras elongadas tabulares, perpendiculares a la estratificación que en general aparecen aisladas. Se desarrollan cortando una alternancia de capas pelíticas y de areniscas subordinadas. En su parte media se asimilan a diques clásticos que hacia la parte inferior se estrechan y hacia la parte superior se ensanchan definiendo una morfología de cuña (Fig. 6c). El relleno de la cuña posee la misma composición del material que corta, es decir, se observa una alternancia de arenisca masiva y capas de arcilitas y limolitas laminadas que hacia el tope de la estructura están plegadas sinformemente dando cuenta del colapso de las mismas en el interior de la cuña. Estas estructuras fueron reconocidas únicamente en el perfil Río Seco.

Estructuras de deformación dúctil: Estas estructuras están caracterizadas por morfologías antiforales y sinforales que corresponden al plegamiento en la interfase entre capas de diferente granulometría. Si bien en sentido amplio todas corresponden a estructuras de carga, se las clasifica en mayor detalle en base a criterios morfológicos basados en diferentes autores (Obermeier 1996, Rodríguez-Pascua et al. 2000, Owen 1987, 2003, Montenat et al. 2007; Moretti y Sabato 2007, Üner 2014, Gulam et al. 2016).

Estructuras de carga simples (Owen 1987, 2003, Obermeier 1996): Presentan una morfología cóncava hacia arriba con longitudes que varían entre 20 y 60 cm y pueden llegar a alcanzar una amplitud de 20 cm (Fig. 7a). Se forman entre capas de arena y de limo-arcilla en las que, debido a una carga desigual, se produce la acumulación del sedimento de la capa superior en una determinada sección, y que por inestabilidad gravitacional se hunde en la capa infrayacente deformándola dúctilmente. Estas estructuras fueron observadas en los tres perfiles estudiados.

Pseudonódulos (Rodríguez-Pascua et al. 2000, Gulam et al. 2016): Son estructuras de morfologías variadas que van desde semicirculares, elípticas, lenticulares o alargadas entre otras. Corresponden a cuerpos arcillosos, o limo-arcillosos en menor medida que se desprenden de capas pelíticas suprayacentes y quedan inmersos en las capas arenosas infrayacentes. (Fig. 7b). Fueron reconocidas en los tres perfiles estudiados.

Plegues: Presentan morfologías y tamaños variables que exhiben formas desde capas con un plegamiento incipiente a formas de gran complejidad que las diferencia de las estructuras de carga simple. Representan las morfologías más am-



Figura 7. Estructuras de deformación dúctil: a) Estructura de carga en el Río Seco; b) Pseudonódulos en el perfil Guachipas. En la columna izquierda se muestran las estructuras sin interpretar y a la derecha su interpretación.

pliamente distribuidas en los niveles deformados reconocidos.

Estructuras contorsionadas (Üner 2014): Son estructuras que presentan una morfología compleja; se identificaron pliegues disarmónicos donde las estructuras primarias se hallan deformadas (e.g. laminación). Se caracterizan principalmente por pliegues apretados volcados, cuyas longitudes de onda no superan los 10 cm y sus amplitudes pueden alcanzar los 30 cm. Están formados en intercalaciones de capas de arenisca y capas pelíticas (Fig. 8a). Fueron observadas en los tres perfiles.

Pliegues recumbentes (seismoslumps; slump-like structures) (Montenat et al. 2007, Moretti y Sabato 2007): Se caracterizan por morfologías sinformes y antiformes muy variadas, en las que los pliegues muestran diferentes longitudes de ondas (5 cm – 15 cm), y planos axiales subhorizontales (Fig. 8b). Se desarrollan principalmente en las capas de areniscas. Este tipo de estructuras han sido observadas con frecuencia a lo largo de toda el área de estudio.

Pliegues tipo “box-fold”: Son pliegues que se caracterizan por presentar múltiples charnelas y planos axiales. Se

encuentran desarrollados en capas pelíticas con longitudes de hasta 40 cm y amplitudes que llegan a alcanzar los 25 cm (Fig. 8c). Son equiparables a lo que Owen (2003) denomina “calcos de carga pendulares”. Se identificaron en el perfil Guachipas.

Estructuras de deformación frágil: Están caracterizadas por conjuntos de fallas normales escalonadas de pequeña escala y alto ángulo, con desplazamiento milimétrico a centimétrico, que en algunos segmentos definen grábenes y hemigrábenes (Fig. 9a). En zonas puntuales se observaron fallas de muy bajo ángulo similares a aquellas asociadas a las estructuras fluidales descritas por Montenat et al. (2007). Afectan principalmente a intercalaciones de arcilitas y limolitas con areniscas de forma subordinada. Debajo de la zona afectada por fallas se ubica una zona de brechas desorganizada en la que los clastos angulosos corresponden a una capa arcillosa que fue desintegrada (Fig. 9b). Esta secuencia de estructuras es comparable con las “*fault-graded bedding*” definidas por Ringrose (1989) y Obermeier (2009). Este tipo de estructuras fue observado en los afloramientos de Tala-

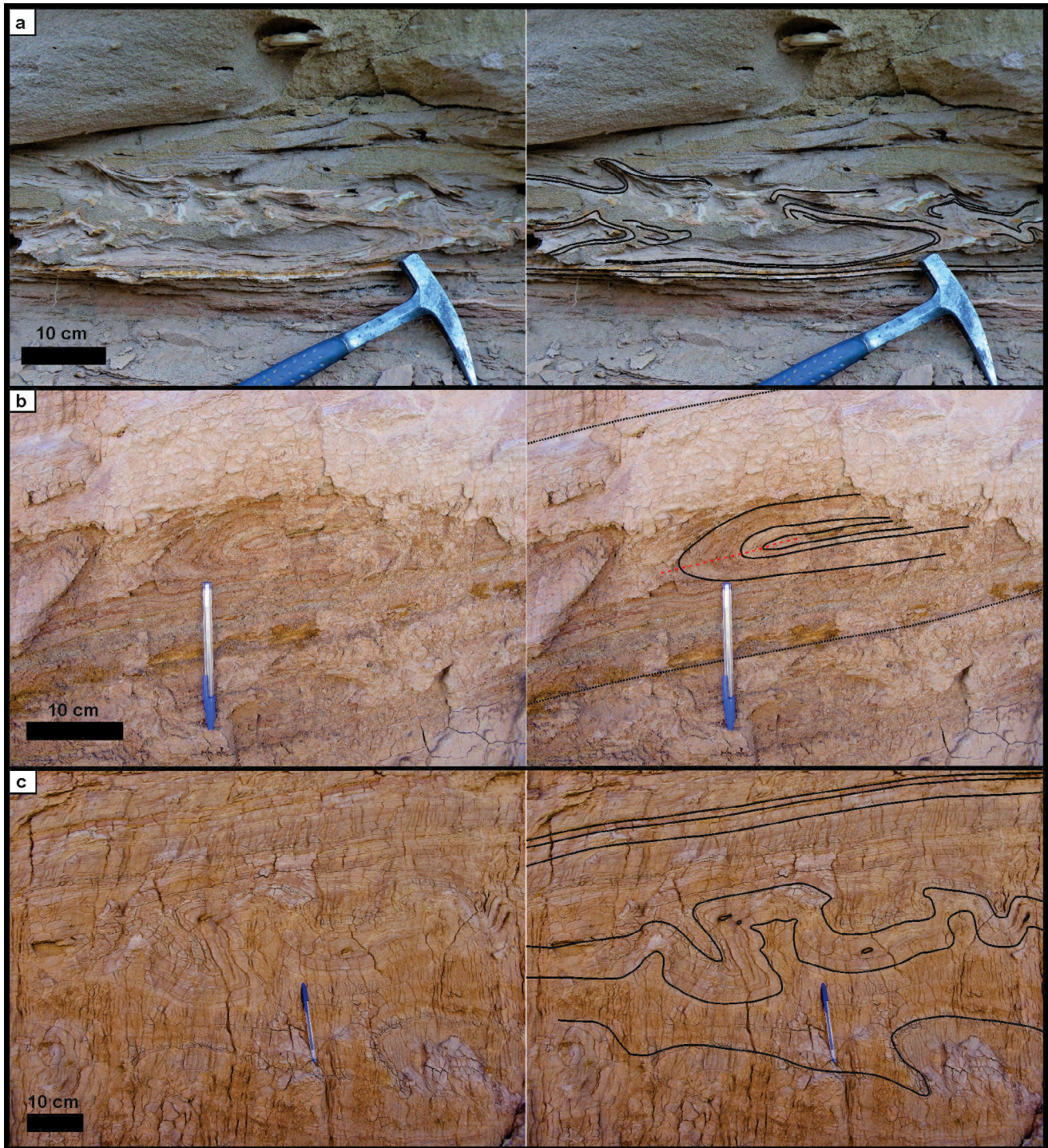


Figura 8. Estructuras de deformación dúctil (Plegues): a) Estructuras contorsionadas; b) Plegue recumbente; c) Plegues tipo *box fold* en el que pueden observarse los múltiples planos axiales que caracterizan a este tipo de plegues. En la columna izquierda se muestran las estructuras sin interpretar y a la derecha su interpretación.

pampa y Río Seco.

Evaluación de la susceptibilidad a la licuefacción

Los sedimentos de la Formación Tajamar se depositaron en un ambiente lacustre somero, alcanzando un grado de compactación bajo y con poros saturados en agua. Teniendo esto en cuenta se procedió al análisis de los restantes pa-

rámetros que promueven la licuefacción. Para ello se representaron en los gráficos de susceptibilidad a la licuefacción de Obermeier (2009) las distribuciones de los tamaños de granos de 11 muestras tomadas en afloramientos en los que se registraron capas con SSDS (Fig. 10). Se diferenciaron las muestras que presentaban una buena selección (BS) de aquellas pobremente seleccionadas (PS). En el primer grupo,

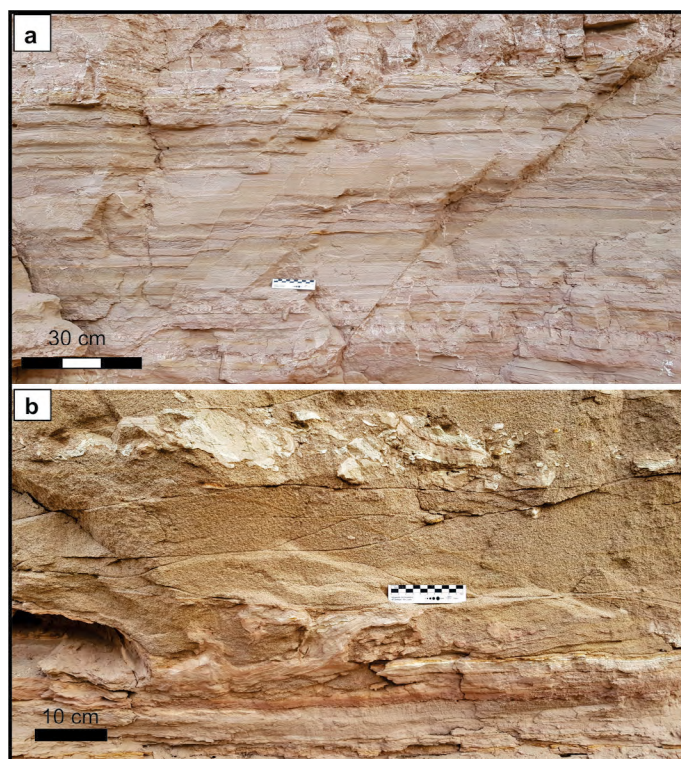


Figura 9. Estructuras de deformación frágil tipo “*fault graded bedding*” caracterizada por sets de fallas normales de pequeña escala (arriba) y una zona de brechas desorganizada (abajo).

integrado por las muestras M13, M14, M17, M18, M19 y M23 que corresponden a areniscas finas a muy finas (M17 y M23), muy finas a finas (M13 y M19) y muy finas pelíticas (M14 y M18). Se observó que la mayoría de estas muestras exhibe una gran susceptibilidad a la licuefacción con excepción de las muestras M18 y M14 cuyas curvas granulométricas se posicionan próximas o en el campo de potencialmente licuefactable. Por otro lado, las muestras correspondientes al segundo grupo (muestras M15, M16, M21, M22, M24), integradas por arenisca gruesa a mediana (M24), fina a gruesa (M16), arenisca muy fina a fina (M15 y M22) y arenisca muy fina pelítica (M21) muestran una tendencia marcadamente predominante de susceptibilidad a la licuefacción.

DISCUSIÓN

Mecanismo de formación de las SSDS

La mayor parte de las SSDS identificadas en la Formación Tajamar son comparables con aquellas resultantes de deformación por licuefacción y fluidización descritas en numerosos estudios (Rossetti 1999, Moretti y Sabato 2007, Moretti y Ronchi 2011, Gladkov et al. 2016, Rudersdorf et al. 2017), tanto por su morfología como también por sus características litofaciales, granulométricas y depositacionales. En el caso

de las estructuras de escape de fluidos se interpreta que la licuefacción habría ocurrido en capas arenosas confinadas por capas impermeables de arcilitas y limolitas, promoviendo el incremento de la presión de poro y la fluidización del sedimento al desencadenarse de manera repentina la deformación. El incremento en la presión habría conducido a la deformación frágil de las capas pelíticas, produciendo fracturas a través de las cuales el fluido (agua y sedimento) se habría desplazado hacia arriba por el incremento en los esfuerzos de cizalla vertical (Owen 1987, Moretti y Sabato 2007) ensanchando las fracturas y rellenándolas con el material licuefactado y fluidizado (Fig. 6b y c). En el caso particular de los volcanes de arena se produce además deformación dúctil de las capas pelíticas tanto hacia la base como al tope de la estructura, definiendo en el último caso la geometría cónica que los caracteriza (Fig. 6a). Las estructuras de deformación dúctil, tanto en capas arenosas como pelíticas, se habrían originado por la disminución de la presión efectiva de confinamiento que permite el flujo granular (e.g. Twiss y Moores 1992) por un incremento drástico en la presión de fluido en los poros, lo cual promueve un cambio temporal desde un estado sólido a uno licuefactado. En el caso de este grupo de estructuras, la inestabilidad gravitacional debida a contrastes de densidades habría actuado como mecanismo secundario de deformación dando lugar a estructuras de carga y pseudonódulos (Fig. 7). Por otra parte, en algunas capas pelíticas, el enérgico incremento en la presión de fluidos de capas infra-yacentes provocó un aumento espontáneo en la tensión a la que estaban sometidas las capas originando las estructuras de deformación frágil descritas en el área de estudio (Fig. 9).

En síntesis, interpretamos que el incremento espontáneo de la presión de fluido es el promotor de los mecanismos de deformación tanto frágil como dúctil; cuando las condiciones del depósito favorecen un cambio temporal en su reología por licuefacción del sedimento, el material cede a la deformación en forma dúctil por un mecanismo de flujo granular mientras que cuando el material no es apto para pasar a un estado licuefactado debido a una elevada cohesión, este se deforma de manera frágil y localizada.

Procesos desencadenantes de la deformación

En vista de que distintos procesos desencadenantes (e.g. remoción en masa, eventos de depositación abrupta, sismos) pueden dar como resultado las mismas geometrías, su identificación no debe basarse solamente en las características de las SSDS sino que debe contemplarse el contexto geológico, a saber, el paleoambiente sedimentario, y los marcos tectónico y climático. Para la interpretación del mecanismo generador de las SSDS registradas en la Formación Tajamar,

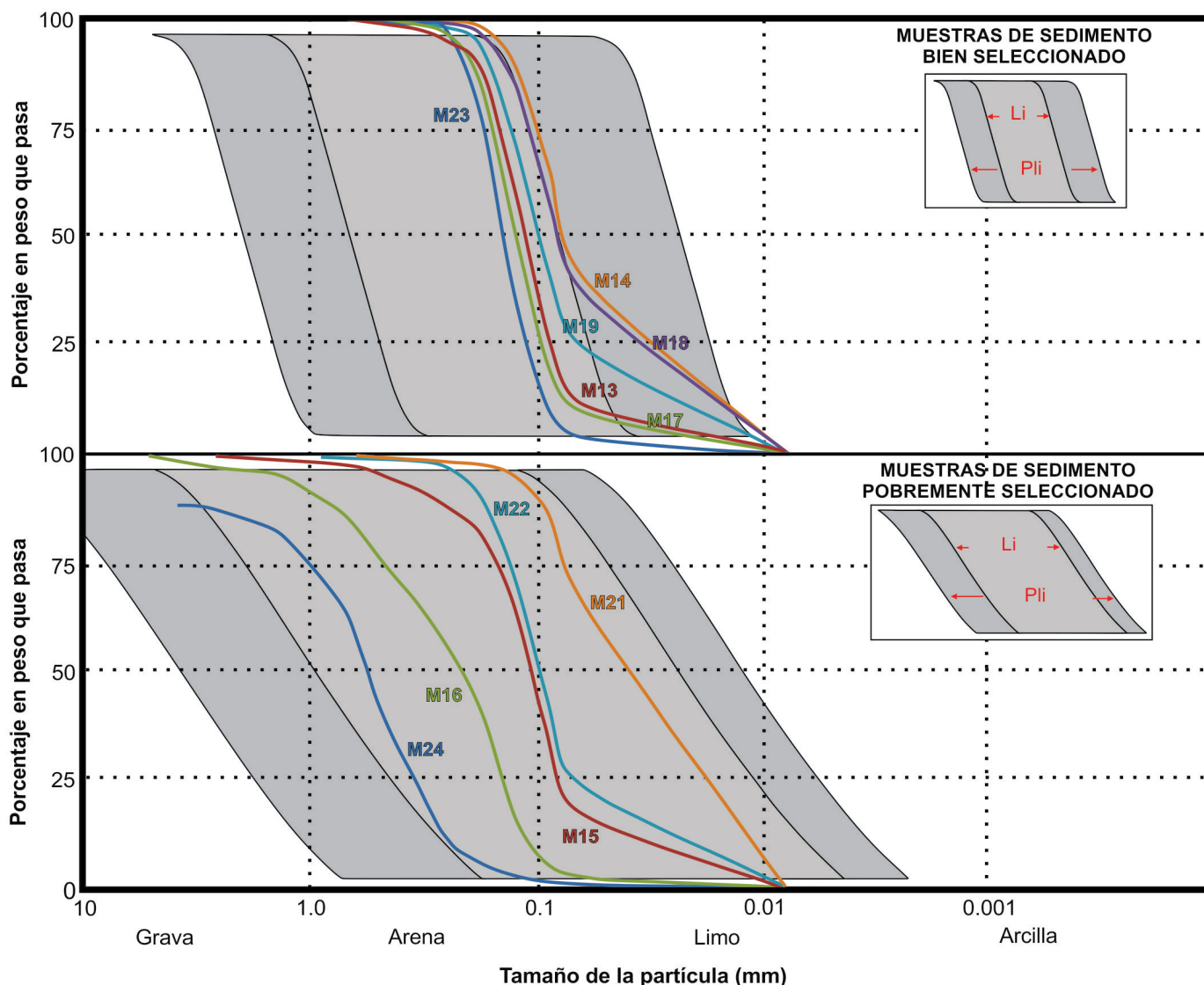


Figura 10. Gráfico de susceptibilidad a la licuefacción de Obermeier (2009). Se seleccionaron las curvas acumulativas correspondientes a muestras de las facies que poseen SSDS realizadas en Carabanti (2005). En el gráfico superior se grafican las curvas de muestras que presentan una buena selección sedimentaria, mientras que en el inferior aquellas que presentan una pobre selección. Li: licuefactable; Pli: Potencialmente licuefactable.

se tomaron en cuenta las descripciones de las facies y asociaciones de facies (Carabanti 2005, este trabajo) (Cuadro 1), haciendo énfasis en aquellas en las que fueron reconocidas las SSDS con el fin de establecer la relación entre su génesis y el vínculo de sus características depositacionales con factores autogénicos y/o alogénicos. Así también se consideran las condiciones climáticas y la actividad tectónica predominantes al momento de depositación.

Las asociaciones de facies donde se identificaron las SSDS (Cuadro 1) indican que esta unidad se depositó en un ambiente lacustre somero con influencia fluvial (Gallardo et al. 1996, Malamud et al. 1996, Carabanti 2005). En este contexto, factores autogénicos relacionados con procesos hidrodinámicos y sedimentarios (e.g. la acción de olas de tormenta) capaces de inducir SSDS en este tipo de ambiente

Cuadro 1. Asociaciones de facies e interpretaciones de las asociaciones de facies. La nomenclatura de las facies corresponde a Miall (2006). Modificado de Carabanti (2005).

Asociación de facies	Interpretación
Gcm, Sm, Fsm	Sistema fluvial progradante, mantiforme, asociado a planicies de inundación
Fsm+Sm+Fl+P	Acumulaciones pelítico-arenosas en una cuenca lacustre parcialmente cerrada, afectada con cierta periodicidad por eventos fluviales con distintas características.
Fsm+Sm+Sh+Sp+Fl+St	Interacciones fluvio-lacustres. Corrientes fluviales efímeras y canalizadas con ingreso a la cuenca lacustre.

pueden ser descartados dado que no existe evidencia de que estos procesos hayan tenido lugar de acuerdo al análisis de las diferentes facies de la Formación Tajamar. Por otro lado, procesos tales como la filtración de agua subterránea o cam-

bios repentinos en su nivel no habría tenido una influencia lo suficientemente relevante para desencadenar la licuefacción de las capas con SSDS.

La presencia de delgadas capas de carbonato de calcio y yeso intercaladas en los sedimentos de la Formación Tajamar sugiere un clima más seco y cálido que el actual clima me-

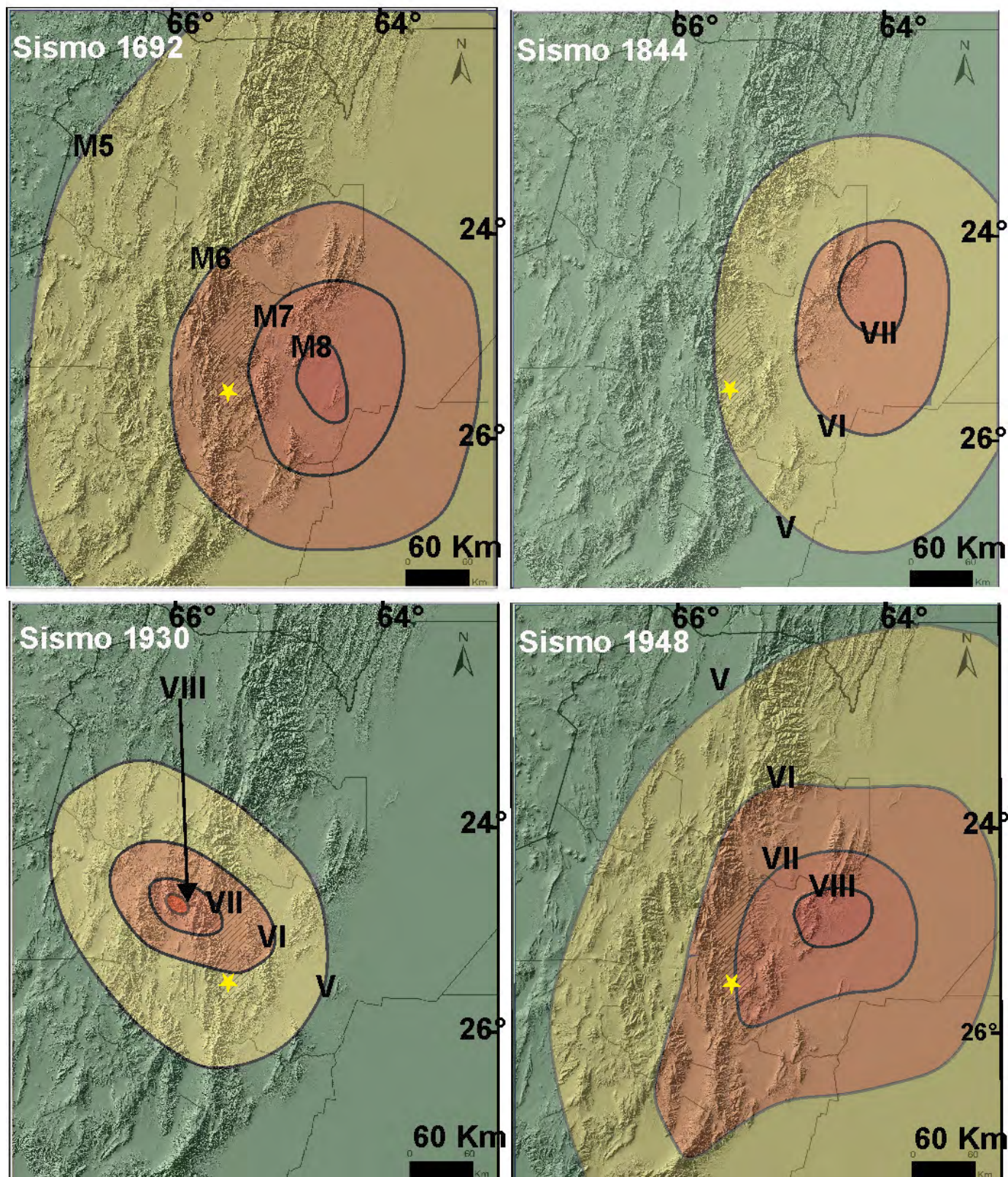


Figura 11. Extensión espacial de isosistas en intensidad de los terremotos históricos que afectaron al valle de Lerma y en los que existen reportes de licuefacción. Modificado de Perucca et al. (2006) e INPRES (1993). La estrella amarilla indica los perfiles con SSDS relevados en este trabajo.

sotermal subhúmedo (Burgos y Vidal 1951, Carabanti 2005), permitiendo excluir procesos periglaciales o de origen glaciogénico como factor desencadenante.

Se considera que los sedimentos portadores de las SSDS descritas en la Formación Tajamar poseen características claves que sugieren un proceso alogénico como disparador de la génesis de las estructuras; primero se observa que las SSDS tienen una extensión lateral considerable y están ampliamente distribuidas arealmente, existiendo una distancia aproximada de 50 km entre los registros más australes y septentrionales (Fig. 2). En cuanto a la sucesión vertical, se identificó más de un nivel afectado por licuefacción, donde aquellos con SSDS se encuentran limitados tanto al techo como hacia la base por capas sin deformar. Además, a partir de la descripción geométrica de las SSDS, se observa que varias de ellas presentan una similitud morfológica (e.g. Fig. 6 Tuttle et al. 2017, Fig 7 Gihm et al. 2018) con aquellas formadas por licuefacción en terremotos recientes (Sims 1973, 1975, Villamor et al. 2016, Tuttle et al. 2017, Gihm et al. 2018), en particular los volcanes de arena, diques clásticos y fallas gradadas descritas en el área de Río Seco. Numerosos autores (Obermeier 1996, Rossetti 1999, Montenat et al. 2007, Owen y Moretti 2011, Üner 2014, Rudersdorf et al. 2017, entre otros) consideran esas evidencias en conjunto como indicadores de un desencadenante sísmico como principal responsable de la deformación.

SSDS como evidencias de paleosismicidad

La propagación de las ondas sísmicas de un evento de magnitud mínima de 5 (Rodríguez-Pascua et al. 2000) pueden promover cambios en la presión de poro, incrementándola al punto tal que provoca una reducción drástica del esfuerzo efectivo normal, desencadenándose la licuefacción de la capa, con la consecuente reorganización de los granos y la deformación de estructuras sedimentarias primarias como laminación o estratificación (e.g. Obermeier et al. 2005, Montenat et al. 2007, Rudersdorf 2017). Estudios llevados a cabo en diferentes regiones del planeta demuestran que se producen fenómenos de licuefacción hasta unos 25 km de distancia del epicentro en sismos entre $M=5$ a $M=5.7$ (Audemard y DeSantis 1991); para sismos de $M=6$ el radio es de 40 km (e.g. Moretti et al. 1995), y en aquellos de $M>7$ se alcanzan distancias de hasta 260 km en línea recta desde el epicentro (Perucca et al. 2006). Considerando los eventos sísmicos ocurridos en el valle de Lerma y regiones circundantes, se destaca que al menos ocho sismos someros de magnitud $M>5$ han tenido lugar dentro de un radio de 100 km del área de estudio en los últimos 350 años, como lo refleja el registro histórico e instrumental disponible (INPRES 2021,

Ortiz et al. 2022)) (Fig. 1). Los mapas de isosistas elaborados para cuatro de los sismos históricos del NOA (Esteco 1692, $M_I=6.5$; Güemes 1844, $M_I=6.5$; La Poma 1930, $M_I=6.0$ y Palomitas 1948, $M_I=7.0$) muestran que las ondas de estos eventos habrían alcanzado el sector sur del valle de Lerma donde se identificaron las SSDS (Fig. 11).

El valle de Lerma se encuentra en una región tectónicamente activa, con una zonificación sísmica de categoría moderada a alta (INPRES 2021) donde la tectónica compresiva actuante desde el Mioceno Superior ha configurado gran parte de las barreras orográficas que lo limitan (e.g. Strecker et al. 2007, Hain et al. 2011, García et al. 2013, 2019, Pearson et al. 2013, Payrola et al. 2020). Algunas de las estructuras relacionadas al levantamiento de estas serranías han sido propuestas como la fuente sismogénica de eventos recientes en el valle, como es el caso del corrimiento ciego buzante hacia el este responsable del levantamiento de los cordones montañosos al oeste del valle de Lerma y su vínculo con el sismo de Salta del 2010 ($M_w=6.2$; García et al. 2011, Spagnotto et al. 2014). Las nuevas edades obtenidas de la Formación Tajamar de ca. 24-27 ka permiten dar un marco temporal de la deformación. Los datos geocronológicos obtenidos son comparables con los reportados por García et al. (2019) para la Formación La Viña (más joven que 30-40 ka), la cual presenta evidencias de deformación en el sector de Lomas de Carabajal hacia el noroeste del área de estudio; el hecho que ambas unidades presentan interdigitación lateral, además de confirmar su contemporaneidad y relación genética paleo-ambiental, permite reforzar la hipótesis de una tectónica activa durante la depositación de la Formación Tajamar.

En relación a las potenciales estructuras sismogénicas que habrían sido responsables de la deformación observada en la Formación Tajamar se pueden citar: a- estructuras de primer orden profundas que podrían haberse reactivado, como las fallas que levantan las serranías que limitan al valle al oeste (e.g. fallas Malcante y Agua de Castilla, Fig. 3); b- plegamientos y/o fallas secundarias como aquellas descritas en el norte y centro del valle de Lerma por García et al. (2013, 2019) o en el sur de la cuenca, como por ejemplo la falla Guachipas (Wayne 1999, Costa et al. 2000) que evidencian deformación cuaternaria, y c- rupturas ciegas como aquella vinculada al anticlinal Moldes, inmediatamente al norte del área de estudio (Fig. 2). De cualquier manera, es importante considerar en este punto la factibilidad de la existencia de paleoeventos de gran magnitud y/o naturaleza destructiva que no dejan evidencias en el registro morfoestratigráfico cuaternario (Costa et al. 1999), que además de complicar las estimaciones sobre parámetros tales como recurrencia y tasa de movimiento (Perucca et al. 2006) dificultan la correlación

entre las SSDS con la posible estructura sismogénica. Es importante destacar que en ambientes de intraplaca, como el caso del valle de Lerma, las fallas pueden tener actividad por un periodo corto de tiempo implicando eventos sísmicos episódicos que migran espacialmente a lo largo del tiempo y luego permanecen inactivas durante periodos de tiempo que exceden al registro instrumental e histórico (Li et al. 2009, Stein et al. 2009, Landgraf et al. 2017).

CONCLUSIONES

Se determinaron y describieron tres grandes grupos de estructuras de deformación en sedimento blando (SSDS) en diferentes niveles de la Formación Tajamar en base al mecanismo de deformación dominante ya sea frágil, dúctil o de escape de fluidos. Del análisis de las características granulométricas de las capas licuefactadas, se observó que los sedimentos involucrados presentan gran susceptibilidad a la licuefacción. El principal mecanismo de deformación promotor del cambio en el comportamiento físico del depósito y, por lo tanto, responsable del origen de las estructuras es el fujo granular causante de la licuefacción. Uno o más eventos sísmicos habrían actuado como los agentes desencadenantes de mayor relevancia, cuando los sedimentos de la unidad se hallaban aún inconsolidados. Se proponen como procesos secundarios la fluidización y la inestabilidad gravitacional debida al contraste de densidades. Estos últimos serían consecuencia de cambios físicos ocasionados por el agente desencadenante y mecanismo de deformación principal como así también por la participación de un desencadenante secundario como el movimiento en masa de sedimentos poco consolidados.

Si bien no es posible establecer con exactitud la o las estructuras sismogénicas responsables de las sacudidas sísmicas, se puede inferir que los eventos habrían tenido una magnitud $M_w \geq 5$, dado que es la magnitud mínima que proporciona la energía necesaria para desencadenar procesos de licuefacción y de escape de fluidos en sedimento lacustres (e.g. Audemard y De Santis 1991, Rodríguez-Pascua et al. 2000, Obermeier et al. 2001). La viabilidad de la propuesta de eventos sísmicos como desencadenantes de la deformación se fundamenta no solo en la presencia de las SSDS sino que también se apoya en las evidencias de actividad neotectónica en el valle y en el registro sísmico instrumental e histórico en la región.

Por último, se presentan nuevas edades por el método OSL que permiten modificar el límite superior de la Formación Tajamar y establecer un vínculo temporal y paleoambiental con la Formación La Viña.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte de los proyectos PUE IBIGEO 2015 y A2.6-StRATEGY de CONICET y ANPCyT (PICT2017-1928). Se agradece a F. Hongn y C. Costa por las valiosas sugerencias para el mapeo de las estructuras. L. Elías agradece a L. Alvarado, G. Aranda Viana, D. Nava Le Favi, S. Ruiz y E. Criado-Sutti por la asistencia durante los trabajos de campo. Por las sugerencias y comentarios que contribuyeron de manera significativa a la mejora de este trabajo, agradecemos a dos revisores anónimos. Finalmente, por su compromiso y dedicación se agradece al editor Dr. D. Kietzmann.

REFERENCIAS

- Aceñolaza, F.G. 1979. El Paleozoico inferior de Argentina según sus trazas fósiles. *Ameghiniana* 15: 15-64.
- Anand, A. y Jain, A. 1987. Earthquake and deformational structures (seismites) in Holocene sediments from the Himalayan-Sandaman Arc, India. *Tectonophysics* 133: 105-120.
- Alfaro, P., Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., López-Garrido, A. C. y Sanz de Galdeano, C. 2006. Estructuras sedimentarias de deformación interpretadas como sismitas en el Mioceno Superior (Turolense) de la cuenca de Granada (Cordillera Bética). *Geogaceta* 40: 255-258.
- Allen, J.R.L. 1982. *Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis* 2, Elsevier, 663 p., Amsterdam.
- Audemard, A. y De Santis, F. 1991. Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. *Bulletin International Association Engineering Geologists* 44: 4-16.
- Berra, F. y Felletti, F. 2011. Syndepositional tectonics recorded by soft-sediment deformation and liquefaction structures (continental Lower Permian sediments, Southern Alps, Northern Italy): Stratigraphic significance. *Sedimentary Geology* 235: 249-263.
- Bowman D, Korjenkov A. y Porat N. 2004. Late-Pleistocene seismites from Lake Issyk-Kul, the Tien Shan range, Kyrgyzstan. *Sedimentary Geology* 163: 211-228.
- Burgos, J.J. y Vidal, A.L. 1951. Los Climas de la República Argentina según la nueva clasificación de Thornthwaite. *Revista Meteoros* 1: 3-32.
- Carabanti, A.D. 2005. Las facies arenosas de la Formación Tajamar (Cuaternario) entre Talapampa y Arroyo Seco (valle de Lerma, Salta). Tesis Profesional, Universidad Nacional de Salta (inérita), 130 p., Salta.
- Celedón, R.M. 2020. Tectónica superpuesta en el límite oriental de las provincias geológicas Cordillera Oriental y Calchaquenia en las sierras de Mojotoro sur, Castillejo y Sancha. Salta-Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta (inérita), 205 p., Salta.
- Costa, C., Rockwell, T., Paredes, J. y Gardini, C. 1999. Quaternary deformations and seismic hazard at the Andean orogenic Front (31°- 33°, Argentina): A paleoseismological perspective. 4° International Symposium on Andean Geodynamics, Proceedings: 187-191, Paris.

- Costa C., Machette, M.N., Dart, R.L., Bastías, H.E., Paredes, J.D., Perucca, L.P., Tello, G.E. y Haller, K.M. 2000. Map and database of Quaternary faults and folds in Argentina. U.S. Geological Survey, Open File Report, 76 p, Reston.
- Carrera, N., Muñoz, J.A., Sàbat, F., Roca, E. y Mon, R. 2006. The role of inversion tectonics in the structure of the Cordillera Oriental (NW Argentinean Andes). *Journal of Structural Geology* 28 (11): 1921-1932.
- Criado-Sutti, E.J.M., Zeckra, M., Krüger, F., Montero-López, C., Strecker, M., Aranda-Viana, G. y Hongn, F. 2019. Seismicity and Quaternary Deformation in the Lerma Valley, NW Argentina. *Young Earth Scientist Network German Chapter 2019, Abstracts*.
- Cristallini, E.O., Comínguez, A.H. y Ramos, V.A. 1997. Deep structure of the Metán-Guachipas region: tectonic inversion in Northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 10 (5-6): 403-421.
- Duller, G.A.T. 2008. *Luminescence Dating: Guidelines on using Luminescence Dating in Archaeology*, 44 p. English Heritage, Swindon.
- Elías, L.I., Criado-Sutti, E., Montero-López, C., García, V.H., 2018. Tectónica cuaternaria del segmento sur del valle de Lerma, provincia de Salta. 17° Reunión de Tectónica. Resúmenes: 65, La Rioja.
- Galli, C.I., Alonso, R.N., Coira, L.B., Herrera, E.P., Oviedo, Constantini, O.E., Barrientos Gines, A., Villalba Ulberich, J.P., 2019. Estratigrafía y paleoambientes de los depósitos del Plioceno de la Cordillera Oriental argentina. *Opera Lilloana*, 52: 367-388.
- Gallardo, E.F., Aguilera, N.G., Davies, D.A. y Alonso, N.R. 1996. Estratigrafía del Cuaternario del valle de Lerma, provincia de Salta, Argentina. 11° Congreso Geológico de Bolivia, Resúmenes: 483-493, Tarija.
- García, V.H., Hongn, F. y Cristallini, E.O. 2013. Late Miocene to recent morphotectonic evolution and potential seismic hazard of the northern Lerma valley: clues from Lomas de Medeiros, Cordillera Oriental, NW Argentina. *Tectonophysics* 608: 1238-1253.
- García, V.H., Hongn, F., Yagupsky, D., Pingel, H., Kinnaird, T., Winocur, D. y Strecker, M.R. 2019. Late Quaternary tectonics controlled by fault reactivation. Insights from a local transpressional system in the intermontane Lerma valley, Cordillera Oriental, NW Argentina. *Journal of Structural Geology* 128: 103875.
- Gebhard, J., Giudici, A. y Oliver, J. 1974. Geología de la comarca del río Juramento y el arroyo Las Tortugas, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29 (3): 359-375.
- Gladkov, A. S., Lobova, E. U., Deev, E. V., Korzhenkov, A. M., Mazeika, J. V., Abdieva, S. V., ... y Yudakhin, A. S., 2016. Earthquake-induced soft-sediment deformation structures in Late Pleistocene lacustrine deposits of Issyk-Kul lake (Kyrgyzstan). *Sedimentary Geology* 344: 112-122.
- Gihm, Y.S., Kim, S.W., Ko, K., Choi, J.-H., Bae, H., Hong, P.S. y Lee, S.R. 2018. Paleoseismological implications of liquefaction-induced structures caused by the 2017 Pohang Earthquake. *Geosciences Journal* 22: 871-880.
- González Bonorino, G. y Abascal, L. 2012a. Orogénesis y drenaje en la región del valle de Lerma (Cordillera Oriental, Salta, Argentina) durante el Pleistoceno tardío. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69: 127-141.
- González Bonorino, G. y Abascal, L. 2012b. Drainage and base-level adjustments during evolution of late Pleistocene piggyback basin, Eastern Cordillera, Central Andes of northwestern Argentina. *Bulletin of the Geological Society of America* 124 (11/12): 1858-1870.
- Hain, M. P., Strecker, M. R., Bookhagen, B., Alonso, R. N., Pingel, H. y Schmitt, A. K. 2011. Neogene to Quaternary broken foreland formation and sedimentation dynamics in the Andes of NW Argentina (25°S). *Tectonics* 30(2): TC002703
- Irurzun, M.A., González Bonorino, G., Gogorza, C.S., Hall, S., del Valle Abascal, L., Alonso, R.N. y Larcher, N.E. 2014. Caracterización magnética y datación preliminar mediante paleointensidades relativas de sedimentos lacustres de la Formación Tajamar (Guachipas), Salta Argentina. *Latinmag Letters* 4: 1-18
- IGN, 2014. Mosaico de ortofotos rápidas 2014 Salta, Sectores 1 y 2. www.ign.gov.ar
- IGN 2021. Base de datos online de Modelos Digitales de Elevación de la República Argentina. www.ign.gov.ar/NuestrasActividades/Geodesia/ModeloDigitalElevaciones/Busqueda.
- INPRES 1977. Zonificación Sísmica de la República Argentina. *Publicación Técnica* 5, 47 p., San Juan, Argentina.
- INPRES, 2021. Catálogo online de terremotos históricos e instrumentales de la República Argentina (www.inpres.gov.ar).
- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A. y Ando, C.J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *GSA Bulletin* 94(3): 341-361
- Kley, J. y Monaldi, C.R. 2002. Tectonic inversion in the Santa Barbara System of the central Andean foreland thrust belt, northwestern Argentina. *Tectonics* 21(6): TC902003.
- Landgraf, A., Kubler, S., Hintersberger, E. y Stein, S. 2017. Seismicity, Fault Rupture and Earthquake Hazards in Slowly Deforming Regions. *Geological Society, London Special Publications* 432.
- Li, Q., Liu, M. y Stein, S. 2009. Spatial-temporal complexity of continental intraplate seismicity: insights from geodynamic modeling and implications for seismic hazard estimation. *Bulletin of the Seismological Society of America* 99: 52.
- Malamud, B.D., Jordan, T.E., Alonso, R.A., Gallardo, E.F., Gonzalez, R.E. y Kelley, S.A. 1996. Pleistocene lake Lerma, Salta province, NW Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, *Actas* 4: 103-114, Buenos Aires.
- Marquillas, R.A., del Papa, C., y Sabino, I. F. 2005. Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous-Paleogene), northwestern Argentina. *International Journal of Earth Sciences* 94(1): 94-113.
- Martín-Chivelet, J., Palma, R.M., López-Gómez, J. y Kietzmann, D.A. 2011. Earthquake induced soft-sediment deformation structures in Upper Jurassic open-marine microbialites (Neuquén Basin, Argenti-

- na). *Sedimentary Geology* 235: 210-221.
- Miall, A.D. 2006. *The Geology of Fluvial Deposits*, Springer, 75-98, Berlin, Heidelberg.
- Mon, R. 1976. La tectónica del borde oriental de los Andes, en la provincia de Salta, Tucumán y Catamarca, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 31 (2): 65-72.
- Mon, R. y Salfity, J.A. 1995. Tectonic evolution of the Andes of northern Argentina. En: Tankard, A.J., Suarez Soruco, R. y Welsink, H.J. (eds.), *Petroleum Basins of South America*. AAPG Memoir 62: 269-283.
- Monaldi, C.R., Gonzalez, R.E. y Salfity, J.A. 1996. Thrust fronts in the Lerma valley (Salta, Argentina) during the Piquete Formation deposition (Pliocene-Pleistocene). 3° International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts: 447-450, St. Malo.
- Montenat, C., Barrier, P., Ott d'Estevou, P. y Hibsich, C., 2007. Seismites: An attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology* 196: 5-30.
- Montero-López, C., del Papa, C., Hongn, F., Strecker, M.R. y Aramayo, A. 2018. Synsedimentary broken-foreland tectonics during the Paleogene in the Andes of NW Argentine: new evidence from regional to centimetre-scale deformation features. *Basin Research* 30: 142-159.
- Moretti, M. y Sabato, L., 2007. Recognition of trigger mechanisms for soft-sediment deformation in the Pleistocene lacustrine deposits of the Sant'Arcangelo Basin (Southern Italy): seismic shock vs. overloading. *Sedimentary Geology* 196: 31-45.
- Moretti, M., Pieri, P., Tropeano, M. y Walsh, N. 1995. Tyrrhenian seismites in Bari area (Murge-Apulian foreland). *Atti dei Convegni Licenci*, 122. *Terremoti in Italia*. Accademia Nazionale dei Lincei: 211 - 216.
- Moretti, M., Alfaro, P., Caselles, O. y Canas, J.A. 1999. Modelling seismites with a digital shaking table. *Tectonophysics* 304: 369-383.
- Nichols, R.J., Sparks, R.S.J. y Wilson, C.J.N. 1994. Experimental studies of the fluidization of layered sediments and the formation of fluid escape structures. *Sedimentology* 41: 233-253.
- Obermeier, S.F. 1996 Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis. *Engineering Geology* 44: 1-76.
- Obermeier, S.F., Pond, E.C., Olson, S.M. y Green, R.A. 2001. Paleoliquefaction studies in continental settings. En: Ethensohn, F.R., Rast, N., Brett, C.E. (eds.), *Ancient seismites*: Geological Society of America Special Paper 359: 13-27.
- Obermeier, S.F., Olson, S.M. y Green, R.A. 2005. Field occurrences of liquefaction-induced features: a primer for engineering geologic analysis of paleoseismic shaking. *Engineering Geology* 76: 209-234.
- Obermeier, S.F. 2009. Using Liquefaction-Induced and Other Soft-Sediment Features for Paleoseismic Analysis. *Paleoseismology*: 497-564.
- Onorato, M.R., Perucca, L., Coronato, A., Rabassa, J. y López, R. 2016. Seismically-induced soft-sediment deformation structures associated with the Magallanes- Fagnano Fault System (Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina). *Sedimentary Geology* 344: 135-144.
- Ortíz, G., Sáez, M., Alvarado, P., Rivas, C., García, V., Alonso, R., y Morales Zullo, F. 2022. Seismotectonic characterization of the 1948 (MW 6.9) Anta earthquake, Santa Bárbara System, central Andes broken foreland of northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 116, 103822. doi: 10.1016/j.jsames.2022.103822.
- Owen, G. 1987. Deformation processes in unconsolidated sands. En: Jones, M.E., Preston, R.F.M. (eds.), *Deformation mechanisms in sediments and sedimentary rocks*. Geological Society of London, Special Publication 29: 11-24.
- Owen, G. 2003. Load structures: gravity-driven sediment mobilization in the shallow subsurface. *Geological Society, London, Special Publications* 216(1): 21-34.
- Owen, G. y Moretti, M. 2011. Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. *Sedimentary Geology* 235 (3-4): 141-147.
- Payrola, P., Zapata, S., Sobel, E.R., del Papa, C., Pingel, H., Glodny, J. y Ledesma, J. 2020. Exhumation and structural evolution of the high-elevation Malcante Range, Eastern Cordillera, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 105(2): 102990
- Pearson, D.M., Kapp, P., DeCelles, P.G., Reiners, P.W., Gehrels, G.E., Ducea, M.N. y Pullen, A. 2013. Influence of pre-Andean crustal structure on Cenozoic thrust belt kinematics and shortening magnitude: northwestern Argentina. *Geosphere* 9: 1766-1782.
- Perucca, L.P., Pérez, A. y Navarro, C. 2006. Fenómenos de licuefacción asociados a terremotos históricos. Su análisis en la evaluación del peligro sísmico en la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61 (4): 567-578.
- Perucca, L.P., Godoy, E. y Pantano, A. 2014. Late Pleistocene-Holocene earthquake-induced slumps and soft-sediment deformation structures in the Acequion River valley, Central Precordillera, Argentina. *Geólogos* 20: 147-156.
- Ricci Lucchi, F. 1995. Sedimentological indicators of paleoseismicity. En: Serva, L. y Slemmons, D.B. (eds.), *Perspectives in paleoseismology*. Association of Engineering Geologists Special Publication 6: 7-17. Seattle.
- Ringrose, P.S. 1989. Palaeoseismic (?) liquefaction event in late Quaternary lake sediment at Glen Roy, Scotland. *Terra Research*: 57-62.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Calvo, J.P., De Vicente, G. y Gómez-Gras, D. 2000. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone SE Spain and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Journal of Sedimentary Geology* 135:117-135.
- Rossetti, D.F. 1999. Soft-sediment deformation structures in late Albian to Cenomanian deposits, San Luis Basin, northern Brazil: Evidence for paleoseismicity. *Sedimentology* 46: 1065-1081.
- Rudersdorf, A., Hartmann, K., Yu, K., Stauch, G. y Reicherter, K. 2017. Seismites as indicators for Holocene seismicity in the northeastern Ejina Basin, Inner Mongolia. *Geological Society, London, Special Publications* 432(1): 213-231.
- Russo, A., 1972. La estratigrafía terciaria del Noroeste argentino. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 14, Villa Carlos Paz.

- Salfity, J.A. 1985. Lineamentos transversales al rumbo andino en el noroeste argentino. 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 119-137, Antofagasta.
- Scott, C., Lohman, R., Pritchard, M., Alvarado, P. y Sanchez, G. 2014. Andean earthquakes triggered by the 2010 Maule, Chile (Mw 8.8) earthquake: comparisons of geodetic, seismic and geologic constraints. *Journal of South American Earth Sciences* 50: 27-39.
- Scholz, C. H., Aviles, C. y Wesnousky, S. 1986. Scaling differences between large interplate and intraplate earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America* 76: 65-70.
- Sims, J.D. 1973. Earthquake induced structures in sediments of Van Norman Lake Fernando California. *Science* 182:161-163.
- Sims, J.D. 1975. Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics* 29: 141-152.
- Spagnotto, S., Scott, C.H. y García, V. 2014. El sismo Mw 6,2 del 27 de Febrero de 2010, Salta Argentina. Mecanismo focal y modelos de deslizamientos usando inversión de formas de ondas sísmicas e interferometría SAR. *Earth Sciences Research Journal* 18. Special Issue - July 23-25.
- Stein, S. y Liu, M. 2009. Long aftershock sequences within continents and implications for earthquake hazard assessment. *Nature* 462: 87-89.
- Strecker, M.R., Alonso, R.N., Bookhagen, B., Carrapa, B., Hilley, G.E., Sobel, E.R. y Trauth, M.H. 2007. Tectonics and climate of the southern Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 35(1): 747-787.
- Thorson, R.M., Clayton, W.S. y Seeber, L. 1986. Geologic evidence for a large prehistoric earthquake in eastern Connecticut. *Geology* 14: 463-467.
- Turner, J.C.M. 1959. Estratigrafía del cordón de Escaya y de la sierra Rinconada. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 15(1): 15-39, Buenos Aires.
- Turner, J.C.M. y Mon, R. 1979. Cordillera Oriental. 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Actas 1: 57-94.
- Tuttle, M. P., Villamor, P., Almond, P., Bastin, S., Giona Bucci, M., Langridge, R., ... y Hardwick, C. M. 2017. Liquefaction Induced during the 2010–2011 Canterbury, New Zealand, Earthquake Sequence and Lessons Learned for the Study of Paleoliquefaction Features. *Seismological Research Letters* 88(5): 1403-1414.
- Twiss, R.J. y Moores, E.M. 1992. *Structural geology*. University of California at Davis, 531 p., Nueva York.
- Üner, S. 2014. Seismogenic structures in Quaternary lacustrine deposits of Lake Van (eastern Turkey). *Geólogos* 20: 79–87.
- Valkaniotis, S., Papathanassiou, G., Ganas, A., Kremastas, E. y Caputo, R. 2021. Preliminary report of liquefaction phenomena triggered by the March 2021 earthquakes in Central Thessaly, Greece. Zenodo. <http://doi.org/10.5281/zenodo.4608365>
- Vergani, G. y Stark, D. 1989. Aspectos estructurales del valle de Lerma, al sur de la ciudad de Salta. *Boletín de Informaciones Petroleras* 38: 59-75. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires.
- Villamor, P., Almond, P., Tuttle, M. P., Giona-Bucci, M., Langridge, R. M., Clark, K., ... y Howarth, J. 2016. Liquefaction Features Produced by the 2010–2011 Canterbury Earthquake Sequence in Southwest Christchurch, New Zealand, and Preliminary Assessment of Paleoliquefaction Features. *Bulletin of the Seismological Society of America* 106(4): 1747-1771.
- Youd, T. L. y Keefer, D. K. 1994. Liquefaction during the 1977 San Juan Province, Argentina earthquake (Ms = 7.4). *Engineering Geology* 37(3-4): 211-233.
- Wayne, W. 1999. The Alemania rockfall dam: A record of a mid-holocene earthquake and catastrophic flood in northwestern Argentina. *Geomorphology* 27 (3-4): 295-306.