

Reporte **técnico**

Potencial sismogénico de fallas de rumbo dextrales en zonas de trasarco e intrarco de los Andes del sur: los casos de fallas El Tigre (Argentina) y el Sistema Liquiñe-ofqui (Chile)

Participantes:

Joaquín Cortés Aranda, Universidad de Concepción, Chile
Luis Astudillo Sotomayor, Universidad de Concepción, Chile
Laura Perucca, Universidad Nacional de San Juan-CONICET, Argentina
Juan Manuel Alcacer, UNSJ, Argentina
Martín Rothis, UNSJ-CONICET, Argentina
Romina Onorato, UNSJ-CONICET-Argentina
Bruno Colavitto, CONICET, Argentina

Introducción

En este informe se presentan antecedentes y los resultados de distintas metodologías aplicadas sumadas a las campañas de campo efectuadas respecto de la evaluación neotectónica del Sistema de Fallas El Tigre y la Zona de Fallas Liquiñe-Ofqui, ubicadas respectivamente en los Andes Centrales en Argentina y los Andes Patagónicos (región norte) en Chile, en el marco del proyecto GEOF 03-2020 del Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH). En general, este proyecto apunta a conocer de forma más precisa la actividad cuaternaria de ambos sistemas, abordando aspectos relativos a deformación acumulada (tasa de deslizamiento a escala de milenios), y a deformación discreta debido a paleoterremotos históricos y prehistóricos (e.g. desplazamiento cosísmico, magnitud, intervalo de recurrencia, etc.); por su parte, el proyecto pretende discutir la asociación sismotectónica de los sismos históricos en ambas regiones.

En los Andes Centrales en Argentina, el valle de Iglesia (~30-31° S y 69° O) se sitúa al oeste de la provincia de San Juan (Argentina) y constituye el sector septentrional de la depresión intermontana regional Iglesia-Calingasta-Uspallata, limitada tanto por el este como por el oeste por importantes cordones montañosos que adoptan un rumbo predominantemente meridional, Precordillera Occidental al este y Cordillera Frontal al oeste.

En el piedemonte occidental de Precordillera se ubica el Sistema de Falla El Tigre, (SFET), definido por Bastías (1985), con más de 120 km de extensión y rumbo N-S (~N7° E) (Peri *et al.*, 2017). Esta estructura presenta a lo largo de su trazo escarpas a contrapendiente y evidencia de desplazamiento horizontal dextral. Afecta varios niveles de abanicos aluviales cuyas edades varían entre 700 ka y 21 ka (Siame *et al.*, 1997) aunque se estima también depósitos afectados por la

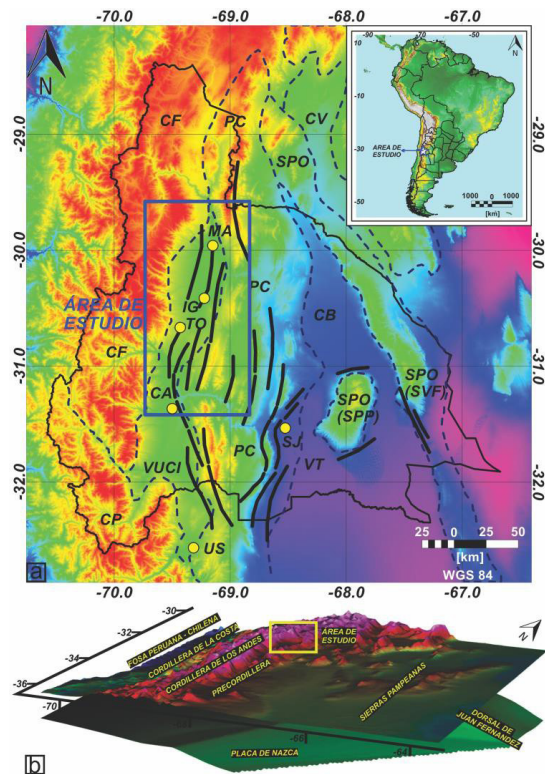


Figura 1. a) Modelo de elevación digital de la provincia de San Juan, Argentina (cuyo límite político se indica en trazo blanco) y alrededores. El recuadro indica el área de estudio. Las líneas negras indican las principales estructuras con evidencia de actividad tectónica cuaternaria. CF: Cordillera Frontal; CP: Cordillera Principal; PC: Precordillera, SPO: Sierras Pampeanas Occidentales (SVF: Sierra de Valle Fértil; SPP: Sierra de Pie de Palo); VUCI: Valle de Uspallata – Calingasta – Iglesia; VT: Valle del Tulum; CV Cuenca de Vinchina; CB: Cuenca de Bermejo; Con círculos amarillos se indican las principales localidades, US: Uspallata; CA: Calingasta; MA: Malimán; IG: Iglesia; TO: Tocota, b) Modelo 3D del segmento de subducción plana pampeana en el que se indican las unidades morfotectónicas que caracterizan al segmento andino. El recuadro amarillo indica el área de estudio.

falla de edad holocena, al encontrarse evidencia de deformación en los cauces actuales. La falla es de alto ángulo y alterna tramos transtensivos y transpresivos, bajo un régimen regional transpresivo durante el Cuaternario (Fazzito, 2011). Su trazado es discontinuo, con tramos de 1 a 7 km de longitud y se disponen en saltos en escalón hacia el oeste o sugieren un diseño en cola de caballo hacia el norte y oeste (Perucca y Martos, 2012).

La Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) es un rasgo morfotectónico actual de primer orden en el intraarco entre los 37° y 46° S. Corresponde a una estructura transpresiva dextral (e.g. Lavenu and Cembrano, 1999), que absorbe parcialmente la componente de la convergencia paralela al margen (Cembrano, Hervé y Lavenu,

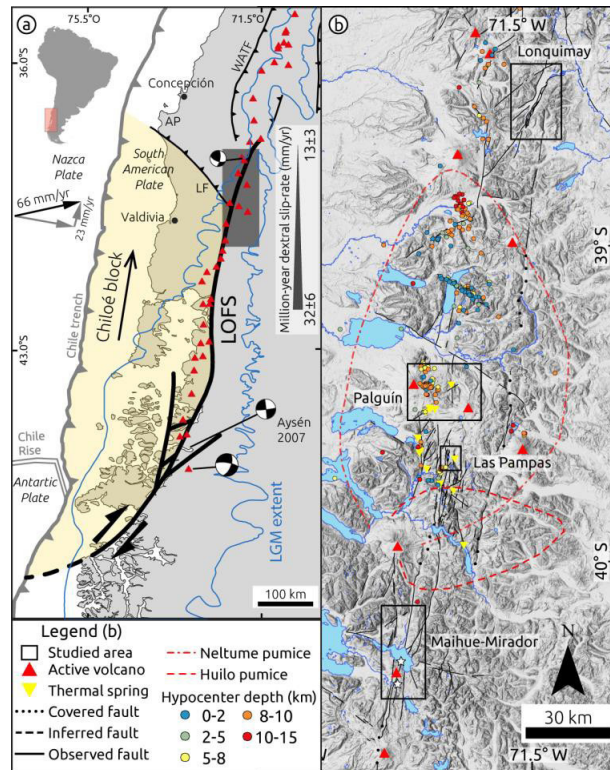


Figura 2. a) Contexto tectónico del ZFLO. b) Trazas compiladas del ZFLO en el Catálogo CHAF (Maldonado *et al.*, 2021). Los rectángulos en negro indican los cuatro sitios de interés neotectónico identificados a la fecha. Estos son, de norte a sur, Lonquimay (A), Palguín (B), Liquiñe (C) y Maihue (D). Se indica la sismicidad de Siefeld *et al.* (2019). Las curvas isópacas de Rawson *et al.* (2015) corresponden a la extensión máxima de pómez post glaciales datadas numéricamente.

1996). Para el largo plazo (últimos 6 Ma; Rosenau *et al.*, 2006), modelos cinemáticos sugieren tasas de desplazamiento de 32±6 mm/año para su parte norte (46° S-42° S) y 13±3 mm/año para su parte sur (42° S-38° S). Para el corto plazo (años; Wang *et al.*, 2007), datos de GPS indicarían tasas de desplazamiento de 6.5 mm/año para la parte sur de LOFS, las cuales decrecen progresivamente hasta 0 en su terminación norte. Si bien existen datos de terremotos históricos a lo largo de LOFS, su potencial sismogénico quedó más claramente demostrado por la crisis sísmica de Aysén; este evento, involucró dos sismos de Mw 6,1 y 6,2 a lo largo de fallas de este sistema a los 45° S (Legrand *et al.*, 2011). A pesar de su confirmado potencial de generar terremotos, no se han definido, a la fecha, segmentos a lo largo y ancho de LOFS que puedan ser considerados sismogénicos. Esto, es una tarea fundamental en la parte norte de la estructura (38° S-40,5° S), donde existen datos (sísmicos y paleomagnéticos) que sugieren que la deformación acomodada

por LOFZ es, al menos parcialmente, de naturaleza sísmica (Hernández-Moreno *et al.*, 2014, Sielfeld *et al.*, 2019).

Considerando el vacío investigativo relativo al potencial sismogénico de SFET y ZFLO, se planteó como hipótesis que ambas estructuras, durante el Cuaternario, han acomodado deformación, al menos parcialmente, de manera sísmica. Considerando los antecedentes prehistóricos, históricos e instrumentales disponibles para ambos casos, se considera que ambas estructuras tienen la capacidad de generar terremotos de $M_w \sim 7$.

Si bien el primer objetivo del proyecto era potenciar la formación e intercambio de estudiantes e investigadores de las Ciencias de la Tierra de la Universidad Nacional de San Juan (Argentina) y la Universidad de Concepción (Chile), el contexto de pandemia que se vivió desde el mes de marzo 2020 hasta 2022, hizo imposible esa permuta.

El segundo objetivo fue analizar y comparar la actividad neotectónica y paleosismología de fallas corticales en dos diferentes ambientes tectono-estructurales (Intraarco-Trasarco) de los Andes australes de América del Sur: el sistema de fallamiento El Tigre, en la Precordillera de San Juan en Argentina, y el Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui, en la región austral de Chile. Se intenta evaluar el potencial de estas estructuras como fuentes sismogénicas pasadas y futuras. Dentro de este objetivo científico general, se determinaron en gabinete las geometrías de las fallas analizadas y se identificaron, en base a lo anterior, potenciales sitios con evidencia de actividad neotectónica. En el caso de SFET, se efectuó en el campo el muestreo de niveles aluviales deformados, a fin de obtener la edad numérica de los mismos y de esta manera estimar las tasas de deformación cuaternaria. Se identificaron exposiciones naturales en el tramo norte del sistema, en donde fueron analizadas estructuras principalmente compresivas con componente de rumbo que afectan los depósitos aluviales asignados tentativamente al Pleistoceno tardío. Se espera corroborar estas edades con los resultados de las dataciones numéricas enviadas al laboratorio de OSL.

En una segunda etapa se muestreó también niveles deformados por ramales de ZFLO. De esta manera, se apunta a discutir la naturaleza, sísmica y/o asísmica, de la deformación acomodada por ambos sistemas. Se pondrá especial énfasis en establecer, mediante el estudio de exposiciones naturales, la edad de los paleoterremotos, su recurrencia y M_w , y, para finalmente discutir el papel de estas grandes estructuras corticales en la sismicidad regional y en el peligro sísmico de ambas áreas.

2. Metodología

Las tareas durante la primera etapa consistieron:

1. Recopilación bibliográfica de la información existente (archivos históricos, publicaciones específicas y/o generales, diarios, manuscritos, mapas, registros).
2. Análisis de la sismicidad histórica e instrumental.
3. Análisis en imágenes satelitales y DEMs.

4. Reconocimiento en el campo de exposiciones naturales que permitieran identificar la cinemática de las estructuras (SFET).
5. Muestreo de depósitos para dataciones (SFET).
6. Preparación y envío al laboratorio de Datação, Comércio e Prestação de Serviços LTDA (San Pablo, Brasil) de las 13 muestras recolectadas para su datación numérica.

3. Formación de recursos humanos

Además de los investigadores formados de la UNSJ y Universidad de Concepción, participan del proyecto de investigación dos becarios de CONICET (licenciados Federico Haro y Flavia Tejada) y un becario de CONICYT (Luis Astudillo Sotomayor). Estos investigadores efectuaron las campañas de campo y utilizaron distintas metodologías en ambos sistemas de falla.

4. Actividades

Las actividades de campo de la primera etapa del proyecto no pudieron ser ejecutadas debido al contexto de pandemia en ambos países, que en los primeros meses prohibió la salida de los hogares (cuarentena) y que aún restringe determinadas actividades como salidas al campo por más de un día. Sin embargo, en la segunda etapa se efectuó una campaña de varios días al sector norte del SFET en el que se identificaron exposiciones naturales de la estructura en las que se determinó su cinemática y unidades estratigráficas desplazadas, y se tomaron las 13 muestras para análisis OSL de depósitos deformados por SFET, para ser datadas en el laboratorio de San Pablo (Brasil).

4.1. Sistema de Fallas El Tigre

Se realizó un análisis de imágenes satelitales que permitieron identificar y localizar evidencias geomórficas de fallamiento activo cuaternario. Además, se analizaron las cuencas que drenan longitudinalmente (N-S) el valle intermontano de Iglesia. La delimitación de las cuencas y obtención de la red de drenaje se realizó según el concepto de línea divisoria de aguas, a partir de Modelos Digitales de Elevación (MDE) SRTM de 30 m de resolución obtenidos del Instituto Geográfico Nacional (IGN) con la ayuda de la interpretación de imágenes satelitales de alta resolución adquiridas a partir de *Google Earth*™. El pre-procesamiento del MDE y la extracción de los parámetros del terreno analizados se realizó a partir de sistemas de información geográfica (SIG) así como la georeferenciación de las imágenes en coordenadas geográficas (WGS84).

Las cuencas fueron delimitadas automáticamente utilizando los algoritmos de dirección y acumulación del flujo usando el modelo de flujo de dirección ocho (D8) de acuerdo al método de O'Callaghan y Mark (1984). Para el análisis morfotectónico de las tres cuencas fluviales que drenan el valle de Iglesia, se

efectuó la determinación de la asimetría de las cuencas, sus perfiles de equilibrio e índices de concavidad.

Los resultados conseguidos fueron sistematizados a través de mapas, cuadros y diagramas, mediante el uso de software específico tal como QGIS y SAGA GIS.

El índice de asimetría de una cuenca intenta cuantificar la ausencia o existencia de basculamiento mediante una relación porcentual entre las áreas ocupadas por las dos márgenes del cauce principal (Keller y Pinter, 2012). Cuando el valor obtenido se aproxima al 50%, menor será la influencia de la actividad tectónica en la cuenca; cuanto más se diferencie del 50% mayor influencia tuvo o tiene la actividad tectónica indicando una mayor intensidad de basculamiento (Keller y Pinter, 2012).

El índice de concavidad es un parámetro que permite la estimación del grado de curvatura del perfil longitudinal de un río. Para ello el área por debajo del perfil longitudinal se sustrae del total del área por debajo de la recta que une los dos extremos del perfil (Goldrick y Bishop, 2007). Una recta tendrá un valor 0, cuanto más cercanos a 1, los valores serán más cóncavos, y los negativos serán convexos. Así, los ríos más evolucionados tendrían un perfil más cóncavo que los de juveniles o controlados por actividad tectónica reciente (Radoane *et al.*, 2003).

Según Scotti *et al.* (2014), a escala regional las características topográficas de un área se pueden describir mediante la variación espacial de elevaciones mínimas, promedio y máximas. La máxima topografía es representada por una superficie conocida como la envolvente que conecta los picos y muestra una topografía sin incisión. La topografía mínima es descrita como una sub-envolvente que corresponde a las elevaciones del fondo de los valles, y el promedio de la topografía tiende a representar el patrón general del paisaje a escala regional.

El relieve local es calculado entre la sustracción de la topografía máxima y mínima y cuantifica la incisión fluvial en un área dada. En paisajes tectónicamente activos, regiones con valores anómalamente altos del relieve local comúnmente coinciden con zonas con fuerte incisión por corrientes activas en respuesta a un ascenso de la región (Molin *et al.*, 2004). La variación del relieve local en un área donde el clima es casi constante en toda la región y no hay contrastes litológicos, indica que los ríos responden a diferentes pulsos tectónicos (Scotti *et al.*, 2014, Azañón *et al.*, 2015). Así, los perfiles en franja o *swath profiles* fueron realizados mediante el software SAGA GIS para cuatro sectores del valle (transversales al mismo) y para los tres ríos colectores principales elaborados a partir de SRTM 12,5 (DEM) y un ancho de franja de 1 km. El ancho de la franja para los perfiles topográficos y para los ríos se seleccionó de modo que permitiera evaluar variaciones en la topografía tales como longitud de los piedemontes, incisión fluvial, posición de las principales escarpas de falla y cambios de pendiente en los perfiles longitudinales.

Las actividades de campaña se concentraron en el extremo norte de la estructura, en las proximidades de la localidad de Rodeo (Departamento Iglesia). En este sector se mapearon y describieron las escarpas a contrapendiente, con alturas variables entre 1 y 5 m que afectan los depósitos aluviales provenientes de los cordones

montañosos ubicados por el este (Precordillera Occidental). En los sectores de interés se tomaron muestras en tubos de PVC de arenas pertenecientes a las unidades aluviales afectadas por fallas para su datación por OSL en un laboratorio de Brasil. Las muestras ya se encuentran en proceso de determinación de la edad en dicho laboratorio. Estos depósitos se asignan tentativamente al Pleistoceno tardío-Holoceno y están conformados aglomerados constituidos por clastos de grauvaca muy angulosos en una matriz arenosa y por limos y arenas finas que en algunos sectores alcanzan los 3 m de espesor, con una importante distribución a lo largo del tramo de falla analizado. En algunos casos, estas vertientes aún se encuentran activas, con salida de agua y abundante vegetación asociada.

4.2. Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui

El trabajo realizado en la SFLO consistió en una campaña de terreno cuyo objetivo principal fue la recolección de materia orgánica para realizar dataciones radiométricas, y depósitos piroclásticos para establecer correlaciones tefrocronológicas. Se tomaron medidas estructurales en planos de fallas, y fracturas, asociadas a deformación reciente. La construcción de columnas stratigráficas permitió establecer la relación temporal entre los depósitos observados y/o muestreados con la actividad de las fallas. El reconocimiento de marcadores de desplazamiento, stratigráficos y/o morfológicos, permitieron estimar desplazamientos acumulados a lo largo de fallas específicas. En este respecto, se tomaron fotografías de afloramientos y de áreas de estudio utilizando un dron (DJI Mavic 2 Pro) para posteriormente construir modelos digitales de superficie (DSM) y ortomosaicos con la finalidad de realizar mediciones de desplazamiento y análisis morfométricos de estos lugares. De este análisis se espera identificar rasgos del relieve asociados a la actividad reciente de las fallas.

5. Resultados

5.1. Sistema de Fallas El Tigre

Existe notable evidencia de actividad tectónica cuaternaria en la zona de estudio. En el piedemonte occidental de Precordillera se ubica el Sistema de fallas El Tigre (SFET), definido por Bastías (1985), con más de 120 km de extensión y rumbo N-S (~N7° E) (Peri *et al.*, 2017). Esta estructura presenta a lo largo de su trazo escarpas a contrapendiente y evidencia de desplazamiento horizontal dextral. Afecta seis niveles de abanicos aluviales cuyas edades varían entre 700 ka y 21 ka (Siame *et al.*, 1997) aunque en el presente trabajo se estima una edad holocena, al encontrarse evidencia de deformación en los cauces actuales. La falla es de alto ángulo y alterna tramos transtensivos y transpresivos, bajo un régimen regional transpresivo durante el Cuaternario (Fazzito, 2011). Su trazado es discontinuo, con tramos de 1

a 7 km de longitud y se disponen en saltos en escalón hacia el oeste o sugieren un diseño en cola de caballo hacia el norte y oeste (Perucca y Martos, 2012).

En las proximidades a la localidad de Iglesia se identificó en una exposición natural, un plano de falla con una inclinación de aproximadamente 70° al oeste con rumbo N-S. La falla coloca rocas del Neógeno sobre depósitos aluviales cuaternarios. Para el segmento sur del sistema, se estimaron tasas de desplazamiento horizontal de 1 mm/año y vertical de 0,3 mm/año, desde el Pleistoceno tardío. El desplazamiento horizontal acumulado por desvíos de canales fue estimado en 260 ± 20 m durante el Cuaternario tardío (Siame *et al.*, 1997, 2006). La transurrencia dextral se manifiesta mediante canales desviados (Bastías, 1985; Siame *et al.*, 1997) en el segmento sur y en su segmento central mediante curvaturas transtensivas que originan ciénagas de falla y curvaturas transpresivas que originan dorsos de presión (*pressure ridges*) (Bastías *et al.*, 1984; Fazzito *et al.*, 2013).

Costa *et al.* (2000) determinaron para el SFET una inclinación promedio medida en una trinchera de 75°-80° E y señalaron un ramal de falla paralelo denominado falla Cántaro de Oro.

Si bien la sismicidad instrumental e histórica en la región es baja, Alcaer Sánchez y Perucca (2017) realizaron un análisis paleosismológico en exposiciones naturales identificadas en secciones del Sistema de fallas Colangüil y sugirieron la ocurrencia de al menos dos eventos sísmicos en la región relacionados a estas estructuras durante el Pleistoceno tardío-Holoceno. Estimaron magnitudes entre Mw 6,5 y Ms 7,0 para los sistemas de fallas del piedemonte de Cordillera Frontal. Por otro lado, Siame *et al.* (1997) sugirieron sismos entre Mw 6,5 a 7,5 para el SFET en el ámbito de Precordillera

5.1.1. Descripción de las cuencas de drenaje

En el valle de Iglesia se analizaron tres cuencas de drenaje principales: la del río Blanco por el norte, río Seco de Los Tambillos-Arroyo Iglesia en su porción central y río de Los Tambillos al sur.

El río Blanco nace en la Cordillera del Límite a los 27° 35' S (fuera del área de estudio) a una altura de aproximadamente 4000 m.s.n.m. Su cuenca posee un área total de 20,306 km² y un régimen principalmente nival. El río Blanco escurre de norte a sur recibiendo a numerosos afluentes por la margen derecha provenientes de Cordillera Frontal, todos alimentados principalmente por precipitaciones níveas y también por tributarios menores provenientes de Precordillera, en su mayoría de carácter efímero. Es una cuenca marcadamente asimétrica (72,6%), ya que los tributarios más importantes y de mayor longitud provienen del oeste, en los cordones montañosos de Cordillera Frontal, cuyas elevaciones superan los 5000 m.s.n.m. y son en su mayoría de régimen permanente. Por el contrario, los tributarios que provienen del este son de corto recorrido, carácter efímero y menor desnivel entre sus cabeceras y desembocadura. El diseño de drenaje de la cuenca es dendrítico, uniforme, con densidad media, siendo su caudal máximo medio de 33,4 m³/seg, durante el verano, con un mínimo medio de 4,4 m³/seg (Fuente:

Departamento Hidráulica). El río Blanco desemboca en el embalse de Cuesta del Viento, a 1530 m.s.n.m, a partir del cual recibe el nombre de río Jáchal (Figura 4). En ambos piedemontes se aprecia un control estructural de los tributarios que descienden por los mismos, los cuales muestran patrones en rastrillo, cauces deflectados, etc., al interceptar las estructuras cuaternarias del sector analizado.

La cuenca del río Seco de Los Tambillos-Arroyo Iglesia posee un área de 4335 km² y características similares a la anterior en cuanto a su asimetría (38,3%) y posee una densidad media a alta. El colector principal, ubicado en el depocentro del valle es efímero aguas arriba y permanente cerca de su desembocadura, donde recibe el aporte de algunas vertientes ubicadas en su margen izquierda. Su diseño es subdendrítico, con ángulos de confluencia agudos en las cabeceras de los tributarios y prácticamente rectos al desembocar en el colector principal del valle. En su tramo superior posee un rumbo SO para torcer suavemente con rumbo N-S en sus tramos medio-inferior. Su cabecera se encuentra a 2430 m.s.n.m. y su desembocadura en el embalse, a 1530 m.s.n.m. También se aprecia el control tectónico de los tributarios de ambas márgenes que atraviesan las estructuras cuaternarias N-S, principalmente en el piedemonte occidental de la Precordillera, los cuales muestran un diseño en rastrillo.

Finalmente, la cuenca del río de Los Tambillos, tributario del río Castaño (perteneciente a la cuenca del río San Juan) posee un área notablemente menor a las otras dos cuencas que drenan el valle de Iglesia (966 km²). Su colector principal es efímero en todo su recorrido y tiene rumbo NNE. La cuenca es prácticamente simétrica (51%) aunque con forma anómala, elongada en dirección ONO, transversal al flujo general de la cuenca, que es hacia el sur hasta confluir en el río Castaño. Solamente un par de afluentes de cierta importancia provenientes de Cordillera Frontal aporta, sus aguas a la misma. Por el este se ubica también un único tributario principal que desciende de la sierra del Tigre. El diseño de la red es dendrítico y la densidad media-alta. Su cabecera se encuentra a unos 2400 m.s.n.m. y su confluencia en el río Castaño a 1550 m.s.n.m., en el cual deposita el material que arrastra y forma un pequeño abanico en la planicie aluvial de este río colector. Esta cuenca muestra un marcado control estructural de sus tributarios, con redes en rastrillo en ambos piedemontes, debido al control estructural del SFET por el este y por el oeste por una estructura de rumbo NO paralela al río Castaño, que condiciona la geometría de la cuenca.

5.1.2. Descripción tramo norte SFET

El tramo norte del SFET posee unos 10 km de longitud, un azimut 198° y un trazado marcadamente rectilíneo, con escarpa a contrapendiente que afecta rocas del Neógeno y depósitos aluviales cuaternarios. En esta sección, los rasgos morfotectónicos tales como las escarpas a contrapendiente, drenajes desviados, obturados, en rastrillo (*shape broom drainage*), vertientes alineadas (*aligned springs*), barreales de falla (*sag ponds*), abras de viento, pendientes anómalas (contrarias a la regional) etc., se encuentran muy bien preservados y son indicadores de actividad tectónica durante el Cuaternario (Figuras 3 y 4a, b, c, d).

En las tareas de campaña se ubicaron tres exposiciones naturales que permitieron identificar la cinemática de la estructura y los depósitos afectados por falla. Se trata de aglomerados constituidos por clastos de grauvacas angulosas (Figura 4c). Una de las exposiciones identificadas al sur del tramo analizado muestra una falla inversa buzante al oeste que afecta aglomerados constituidos por clastos de grauvacas angulosos matriz sostén que se encuentran fuertemente deformados (Figura 4e y f).

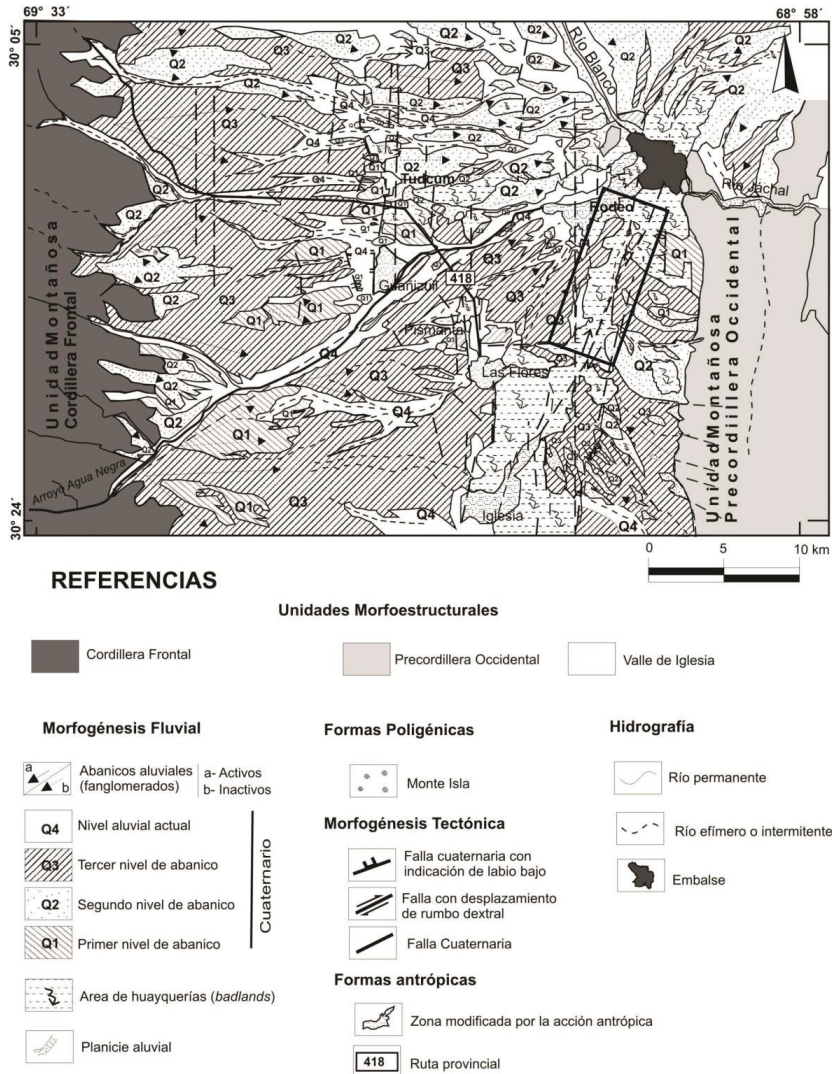


Figura 3. Mapa geomorfológico del área de estudio. El recuadro muestra el sector analizado y muestreado.



Figura 4. a) Vista al sur de la escarpa de falla a contrapendiente con la cara libre al este. Se aprecian en colores claro los depósitos finos de vertientes a lo largo de la escarpa, b) primer plano de los depósitos finos y toma de muestra para datación numérica por OSL, c) vista al norte de la escarpa de falla y discordancia entre los depósitos aluviales cuaternarios y las rocas del Neógeno, inclinada hacia el oeste por la presencia de la falla, d) vista al oeste de los depósitos de barreal (*sag pond*) al pie de la escarpa y abra de viento (el círculo señala una persona a modo de escala), e) exposición natural que muestra los depósitos aluviales desplazados por la falla inversa buzante al oeste y deformados por la falla. El recuadro amarillo señala la ubicación de la figura f) en la que se aprecia la intensa deformación de los depósitos aluviales.

5.2. Zona de Falla Liquiñe Ofqui.

El sitio denominado Lonquimay (Figura 5b), se caracteriza por fallas transtensionales de orientación NE-ESE (Melnick *et al.*, 2006) (Figura 5a) que controlan el desarrollo del valle del río Lonquimay. En el borde este del valle, el basamento intrusivo mesozoico está cubierto por conglomerados aluviales de edad cuaternaria (Figura 5c) (Suárez y Emparán, 1997). En este lugar, fallas dextrales transtensionales controlan el desarrollo de que un rasgo topográfico alargado con orientación NE interpretado como un shutter ridge (Figura 5a), el cual ha deformado las unidades mencionadas anteriormente. En una cantera se

pueden observar fallas y fracturas, de orientación NE-NW, afectando a rocas del basamento y depósitos aluviales (Figura 5b). Estrías desarrolladas en las rocas intrusivas sugieren una cinemática predominantemente transcurrente (inset Figura 5b). La actividad de las fallas a desarrollado una serie de terrazas (Figuras 5a y 5d), y los drenajes que originalmente desaguaban hacia el NW ahora se encuentran deflectados alcanzando desplazamientos de hasta 250 m (Figura 5a). Estos drenajes se desarrollan sobre la superficie aluvial, la cual también se encuentra presente en las terrazas del *shutter ridge* inferimos que el desarrollo del *shutter ridge* ocurrió después de la deposición de las unidades aluviales.

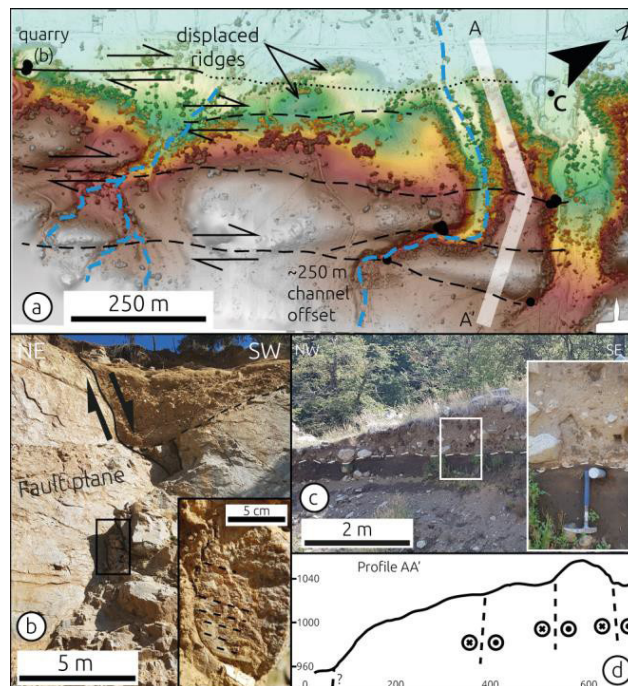


Figura 5. a) Distribución de las fallas en el área de Lonquimay. Los drenajes desplazados son consistentes con la ubicación de las estructuras. La línea blanca gruesa indica la traza del perfil en d. La ubicación del afloramiento en c y de la cantera también son entregados, b) afloramiento en la cantera que muestra fallas normales afectando tanto al basamento como a los depósitos aluviales. Notar el inset con estrías subhorizontales, c) afloramiento que muestra parte de la secuencia aluvial, d) perfil AA' mostrando la ubicación de las fallas descritas.

En el sitio denominado Palguín (Figura 2b y 6a), anteriormente, en el marco de la tesis doctoral de Luis Astudillo, se reconoció un afloramiento donde se expone una falla inversa N60E cortando depósitos piroclásticos con edades máximas de 14 ka (Figura 6b; Moreno Roa and Lara, 2008). Edades radiométricas de la parte superior de la secuencia indican una edad mínima de 8.4 ka BP (muestras en Figura 6c). El afloramiento expone una zona de daño de 2 m de ancho que consiste

en un grupo de estructuras con rumbo NE y manteo hacia el sur que acomodan deslizamientos inversos (Figura 6c), la falla principal ha producido 0.45 m de deslizamiento vertical en la porción inferior de la secuencia (Figura 6c). También se observan estructuras secundarias acomodando deslizamientos inversos. Sin embargo, considerando la geometría de la zona de falla y cambios en el grosor

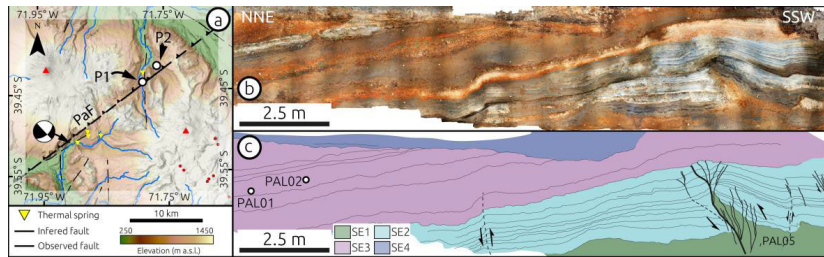


Figura 6. a) Mapa de ubicación del sector Palguín. La línea segmentada negra corresponde a la falla que se expresaría localmente, b) se presenta el mecanismo focal de Siefeld *et al.* (2019), b) exposición de falla inversa cortando depósitos volcánicos post glaciales, c) esquema de la secuencia piroclástica expuesta en el afloramiento y distribución de las muestras de carbón recolectadas (PAL01 y PAL02). Se presentan las fallas identificadas y la cinemática propuesta para las estructuras.

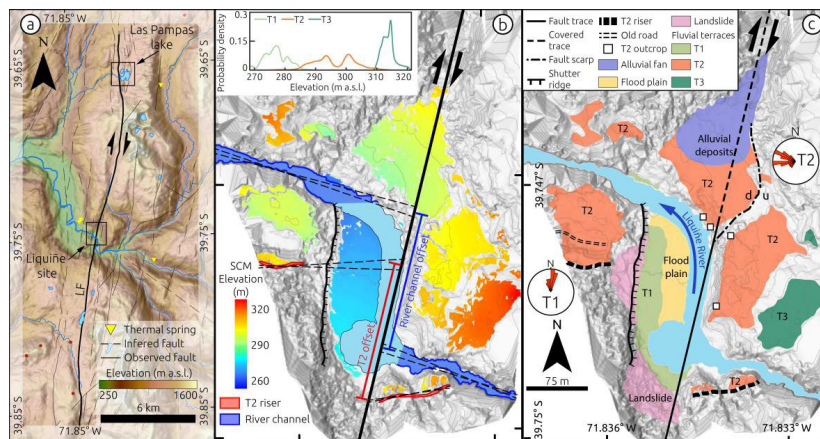


Figura 7. a) Mapa del área Liqueñe-Las Pampas, la línea negra gruesa indica la traza de la Falla Liqueñe (LF). Los rectángulos negros indican la ubicación de los sitios Liqueñe y Las Pampas. b) Modelo de Clasificación de Superficies (SCM) utilizado para delimitar las terrazas fluviales en el área, se incluyen los marcadores de desplazamiento identificados en terreno. Línea negra gruesa indica la traza de la Falla Liqueñe. El inset muestra la distribución de elevaciones en las diferentes terrazas identificadas. c) Distribución de las unidades geomorfológicas identificadas en el sitio Liqueñe. Diagramas de rosa muestran la imbricación de los clastos medidos en la llanura de inundación y en los depósitos de T2.

de las capas (Rockwell y Ben-Zion, 2007) se infiere una componente de rumbo. La traza de esta estructura se puede seguir por 20 a 25 km y es consistente con el mecanismo focal de un terremoto que sugiere la ocurrencia de una falla transpresiva-sinistral con rumbo NE (Figura 6a; Sielfeld *et al.*, 2019).

El sitio Liquiñe se encuentra aproximadamente 2 km al este de la localidad homónima (Figura 7a). En este lugar una traza del SFLO de rumbo NNE y manto subvertical, identificada como la Falla Liquiñe, ha producido una deflexión dextral del cañón del río Liquiñe (Figura 7b). La actividad de esta falla también ha desplazado el riser de una terraza fluvial (T2 en Figura 7c). Al comparar la imbricación de los clastos de la llanura de inundación actual, con los clastos expuestos en el riser de la terraza T2 se infiere que T2 se desarrolló antes del desplazamiento (diagramas de rosa en Figura 7c). Mediante dataciones radiométricas, correlaciones tefrocronológicas y edades publicadas se acoto la edad de abandono de la terraza, considerada como marcador temporal para el inicio de la deformación observada en el lugar. Utilizando topografía de alta resolución se delimito el borde de la terraza y el cañón del río para poder estimar la magnitud de los desplazamientos observados (Figura 7b). Los resultados sugieren que la Falla Liquiñe ha conducido desplazamientos dextrales a una velocidad de 18.8 mm/año durante los últimos 9 ka. Teniendo en cuenta la ausencia de actividad sísmica de Mw moderada en el registro histórico, y la alta tasa de deslizamiento estimada se sugiere que la Falla Liquiñe debe presentar una componente de deslizamiento asísmico considerable.

En el área Las Pampas, ubicada al norte del sitio Liquiñe (Figura 8a), un río tributario al río Liquiñe es dextralmente desplazado por la Falla Liquiñe (Figura 8b). La deflexión del río es consistente con un quiebre mayor en el perfil longitudinal del río (inset Figura 8a) y con exposiciones de planos de falla en el basamento intrusivo mesozoico (Figura 8d). El basamento está cubierto por una capa de pómez muy meteorizada, la cual puede ser correlacionada con la pómez Neltume (Rawson *et al.*, 2015). Estimaciones de desplazamiento del río usando topografía de alta resolución sugieren un desplazamiento de $162.8 \pm 4.2/-2.4$ m (Figura 8c). El desplazamiento estimado es consistente con las estimaciones realizadas en el sitio Liquiñe (Astudillo-Sotomayor *et al.*, 2021), sugiriendo que podrían ser contemporáneos.

En el sitio Maihue, se reconocieron, en las inmediaciones del lago homónimo, lineamientos N-NNE que parecen estar relacionados con el desarrollo de valles fluvio-glaciales (Figura 9a). En el borde sur del lago encontramos evidencia de fallamiento activo asociado a deflexiones decamétricas del borde del lago y a depósitos de remoción en masa (MA1 en Figura 9a). En el afloramiento identificamos una secuencia de varvas lacustres cuaternarias sobreyacidas por depósitos morrénicos (Campos *et al.*, 1998) holocenos la cual es afectada por un lineamiento de orientación N-S interpretado como la Falla Los Guindos (Maldonado *et al.*, 2021)(Figura 7a), la cual pone en contacto a ambas unidades (Figura 9c).

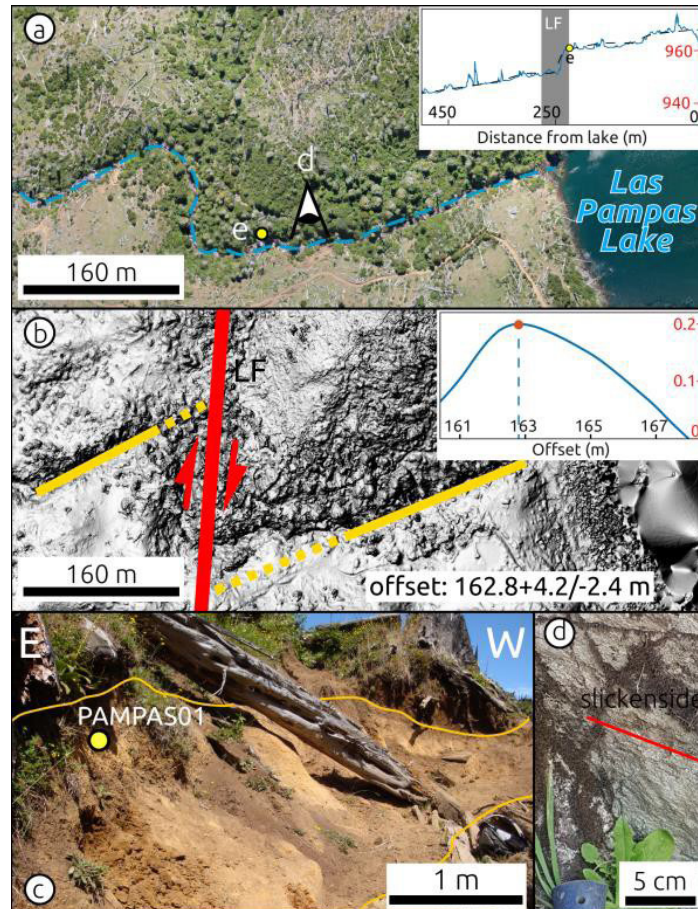


Figura 8. a) Drenaje desplazado dextralmente, inset muestra el perfil longitudinal del río. b) Traza de la Falla Liqueña y marcadores de desplazamiento utilizados, inset muestra PDF del offset estimado. c) Afloramiento de la pómez Neltume en el área. d) Plano de falla con estrías desarrolladas en rocas del basamento mesozoico.

Al sur del lago, en las inmediaciones del volcán Mirador (MA2 en Figura 9a) depósitos piroclásticos holocenos del Grupo Volcánico Carrán-Los Venados (CLVG en Figura 9a) son deformados por una falla normal de orientación NE, la actividad de esta falla a producido desplazamientos de hasta 25 cm a lo largo de la secuencia. Esta estructura es paralela a la Falla Maihue (Maldonado *et al.*, 2021). En poco más al sur del sitio MA2, en el sitio MA3, encontramos evidencia de fallamiento inverso asociado a una estructura de orientación NW responsable de desplazamientos centimétricos sobre la misma secuencia piroclástica, esta estructura no se puede asociar a ninguna falla mapeada en el área.

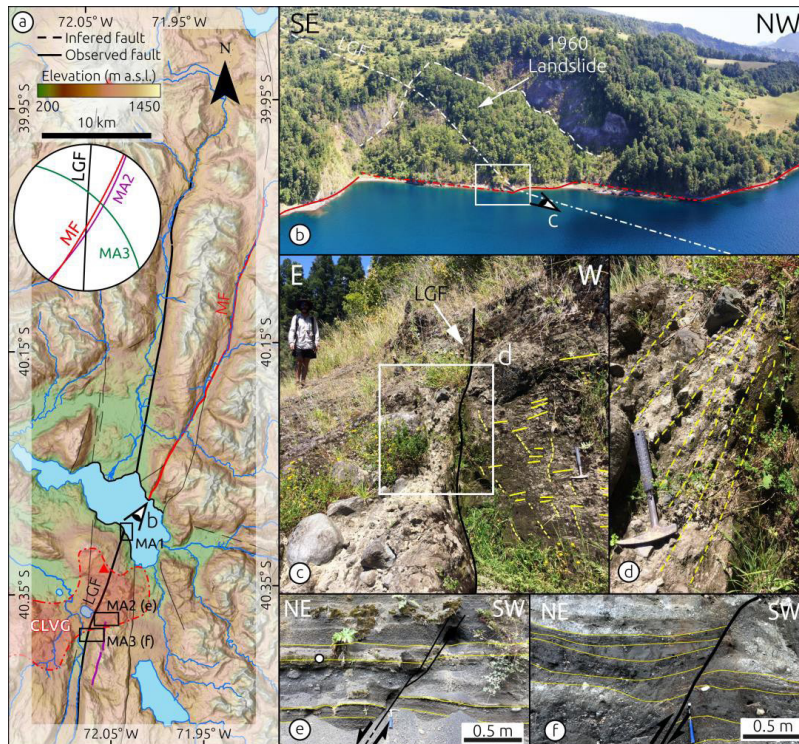


Figura 9. a) Mapa del área Lago Maihue indicando las principales estructuras y los sitios estudiados. b) Vista aérea oblicua del afloramiento MA1. Las líneas rojas destacan el borde del lago deflectado consistente con trazas mapeadas con líneas blancas. c) Contacto por falla entre las unidades lacustres y morrénicas. La laminación de la unidad fluvial se encuentra deformada por grietas. d) Detalle de la unidad de morrenas, notar los clastos alineados en el plano de falla. e) Afloramiento MA2, secuencia piroclástica deformada por una falla normal de orientación NE. f) Afloramiento MA3, misma secuencia piroclástica de MA2 deformada por una estructura inversa de rumbo NW.

6. Referencias

- Alcacer Sánchez y Perucca, L. (2017). Análisis neotectónico en el piedemonte oriental de Cordillera Frontal, Andes Centrales, San Juan, Argentina. *Revista Geociencias*, 36, 691-702.
- Astudillo-Sotomayor, L., Jara-Muñoz, J., Melnick, D., Cortés-Aranda, J., Tassara, A., and Strecker, M. R. (2021). Fast Holocene slip and localized strain along the Liquiñe-Ofqui strike-slip fault system, Chile. *Scientific Reports*, 11, 1-10, <http://doi.org/10.1038/s41598-021-85036-5>.
- Azañón, J., Galve, J., Pérez-Peña, J., Giacomina, F., Carvajal, R., Booth-Rea, G., Jabaloy, A., Vázquez, M., Azor, A. y Roldán, F. (2015). Relief and drainage evolution during

- the exhumation of the Sierra Nevada (SE Spain): Is denudation keeping pace with uplift? *Tectonophysics* 663, 19-32.
- Bastías, H. E. (1985). Fallamiento cuaternario en la región sismotectónica de Precordillera. Tesis Doctoral (inédita), Universidad Nacional de San Juan, 160 pp., San Juan.
- Bastías, H. E., Weidmann, N. E. y Pérez, A. M. (1984). Dos zonas de fallamiento Pliocuatnario en la Precordillera de San Juan. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2*, 329-341, San Carlos de Bariloche.
- Bastías, H. E., Uliarte, E., Paredes, J. de D., Sánchez, A., Bastías, J. A., Ruzycski, L. y Perucca, P. (1990) Neotectónica de la provincia de San Juan. *11º Congreso Geológico Argentino, Relatorio de geología y recursos naturales de la Provincia de San Juan 1*, 228-244.
- Campos, A., Moreno, H., Muñoz, J., Antinao, J. L., Clayton, J. and Martin, M. (1998) *Area de Futrono-Lago Ranco, Región de Los Lagos*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No. 8, escala 1:100.000, Santiago:
- Cembrano, J., Hervé, F. & Lavenue, A. (1996). The Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, 259 (1-3), 55-66.
- Costa, C., Machette, M. N., Dart, R. L., Bastías, E., Paredes, N. D., Perucca, L. P., Tello, G. E. y Haller, K. M. (2000) Map and database of Quaternary Faults and Folds in Argentina, *United States Geological Survey Open-File Reports 00-108*, 75p.
- Fazzito, S. Y. (2011). Estudios geofísicos aplicados a la neotectónica de la falla El Tigre, Precordillera de San Juan. Tesis doctoral (inédita). Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires.
- Fazzito, S. Y., Cortés, J. M., Rapalini, A. E. y Terrizzano, C. M. (2013). The geometry of the active strike-slip El Tigre Fault, Precordillera of San Juan, Central–Western Argentina: integrating resistivity surveys with structural and geomorphological data. *International Journal of Earth Sciences*, 102, 1447-1466.
- Fontijn, K., Rawson, H., Van Daele, M., Moernaut, J., Abarzúa, A. M., Heirman, K., Bertrand, S., Pyle, D. M., Mather, T. A., De Batist, M. and Naranjo, J. A. (2016) Synchronisation of sedimentary records using tephra: A postglacial tephrochronological model for the Chilean Lake District. *Quaternary Science Reviews*, 137, 234-254.
- Goldrick, G. y Bishop P. (2007). Regional analysis of bedrock stream long profiles: Evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form). *Earth Surficial Processes and Landforms* 32, 649-671.
- Keller, E. y Pinter, N. (2002). *Active tectonics: Earthquakes, uplift and landscape*. Prentice Hall, Inc. Segunda edición. Upper Saddle River, N.J., 362 pp.
- Lavenue, A. & Cembrano, J. (1999). Compressional-and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*, 21 (12), 1669-1691.
- Legrand, D., Barrientos, S., Bataille, K., Cembrano, J., & Pavez, A. (2011). The fluid- driven tectonic swarm of Aysen Fjord, Chile (2007) associated with two earthquakes

- (Mw= 6.1 and Mw= 6.2) within the Liquiñe-Ofqui Fault Zone. *Continental Shelf Research*, 31 (3-4), 154-161.
- Maldonado, V., Contreras, M., and Melnick, D. (2021). A comprehensive database of active and potentially-active continental faults in Chile at 1:25,000 scale. *Scientific Data*, v. 8, 20, doi:10.1038/s41597-021-00802-4.
- Melnick, D., Rosenau, M., Folguera, A., & Echtler, H. (2006). Neogene tectonic evolution of the Neuquen Andes western flank (37-39° S). *Special Papers-Geological Society of America*, 407, 73.
- Molin, P., Pazzaglia, F.J. y Dramis, F. (2004). Rapidly-deforming forearc, Sila massif, Calabria, Southern Italy. *American Journal of Science*, 304, 559-589.
- Moreno Roa, H. and Lara, L. E. (2008). *Geología del Área Pucón-Curarrhue, Regiones de La Araucanía y de Los Ríos*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 115 (36), 1 mapa escala 1:100.000
- O'Callaghan, J. F. y Mark, D. M. (1984). The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics and Image Processing*, 28, 323-344.
- Peri, G., Fazzito, S., Bello Camilletti, G., Rapalini, A. y Cortés, J. (2017). Estudios geoelectrónicos de subsuelo sobre estructuras vinculadas a la falla El Tigre, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 74, 468-484.
- Perucca L. P. y Martos, L. M. (2012). Geomorphology, tectonism and Quaternary Landscape Evolution of the central Andes (30° S-69° W) of San Juan, Argentina. *Quaternary International*, 253, 80-90.
- Radoane, M., Radoane, N. y Dumitriu, D. (2003). Geomorphological evolution of longitudinal river profiles in the Carpathians. *Geomorphology*, 50, 293-309.
- Rawson, H., Naranjo, J. A., Smith, V. C., Fontijn, K., Pyle, D. M., Mather, T. A. and Moreno, H. (2015). The frequency and magnitude of post-glacial explosive eruptions at Volcán Mocho-Choshuenco, southern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (299), p. 103–129, doi:10.1016/j.jvolgeores.2015.04.003.
- Rockwell, T. K., and Ben-Zion, Y. (2007). High localization of primary slip zones in large earthquakes from paleoseismic trenches: Observations and implications for earthquake physics. *J. Geophys. Res.*, 112, 10304, doi:10.1029/2006JB004764.
- Rosenau, M., Melnick, D. & Echtler, H. (2006). Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38 S and 42 S latitude. *Tectonics*, 25 (4).
- Scotti, V. N., Molin, P., Faccenna, C., Soligo, M. y Casas-Sainz, A. (2014). The influence of surface and tectonic processes on landscape evolution of the Iberian Chain (Spain): Quantitative geomorphological analysis. *Geomorphology*, 206, 37-57.
- Siame, L. L., Bourles, D. L., Sebrier, M., Bellier, O., Castano, J. C., Araujo, M., Pérez, M., Raisbeck, G. M. y Yiou, F. (1997). Cosmogenic dating ranging from 20 to 700 ka of a series of alluvial fan surfaces affected by the El Tigre Fault, Argentina. *Geology* 25, 975-978.
- Siame, L. L., Bellier, O. y Sebrier, M. (2006). Active tectonics in the Argentine Precordillera and western Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61, 604-619.

- Sielfeld, G., Ruz, J., Brogi, A., Cembrano, J., Stanton-Yonge, A., Pérez-Flores, P. & Iturrieta, P. (2019). Oblique-slip tectonics in an active volcanic chain: A case study from the Southern Andes. *Tectonophysics*, 770, 228221.
- Sielfeld, G., Lange, D. and Cembrano, J. (2019). Intra-Arc Crustal Seismicity: Seismotectonic Implications for the Southern Andes Volcanic Zone, Chile. *Tectonics*, (38), 552–578. DOI:<http://doi.org/10.1029/2018TC004985>.
- Wang, K., Hu, Y., Bevis, M., Kendrick, E., Smalley Jr, R., Vargas, R. B., & Lauría, E. (2007). Crustal motion in the zone of the 1960 Chile earthquake: Detangling earthquake-cycle deformation and forearc-sliver translation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8 (10).

