



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN  
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS  
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA



**TASAS DE DESLIZAMIENTO  
CUATERNARIAS Y POTENCIAL  
SISMOGÉNICO DE LA FALLA  
MESAMÁVIDA, *WEST ANDEAN THRUST*  
*SYSTEM*, CHILE CENTRAL (36°S)**

**Habilitación profesional para optar al Título de Geóloga**

**Florencia de Jesús Ordóñez Soto**

**Profesor Guía:** Dr. Joaquín Alejandro Cortés Aranda

**Profesor Co-Guía:** MSc. Felipe Andrés Reyes Córdova

**Profesor Comisión:** Dr. Mauricio Esteban Espinoza Vargas

**Concepción, 2025**

*A Ghislaine y Juan Antonio.*

# ÍNDICE

Página

## RESUMEN

1.	INTRODUCCIÓN .....	1
1.1	Presentación del problema .....	1
1.2	Hipótesis.....	3
1.3	Objetivos .....	3
1.3.1	Objetivo general.....	3
1.3.2	Objetivos específicos.....	3
1.4	Agradecimientos.....	3
2.	ANTECEDENTES .....	6
2.1	Marco tectónico .....	6
2.1.1	Tectónica regional.....	6
2.1.2	Síntesis paleoclimática.....	7
2.1.3	Unidades morfoestructurales a los 36°S .....	8
2.1.4	<i>West Andean Thrust System</i> .....	11
2.2	Marco geológico local.....	12
2.3	Falla Mesamávida .....	14
3.	METODOLOGÍA .....	17
3.0	Revisión bibliográfica y <i>datasets</i> .....	17
3.1	Mapeo de terrazas fluviales.....	17
3.2	Caracterización geométrica de la falla en profundidad .....	20
3.3	Cálculo de las tasas de deslizamiento geológicas.....	22
3.4	Cálculo de las tasas de deslizamiento con STEPS.....	23
3.5	Cálculo del potencial sismogénico de la falla.....	26
4.	RESULTADOS .....	27
4.1	Mapeo de terrazas.....	27
4.2	Geometría de la falla según magnetotelúrica .....	30
4.3	Tasas de deslizamiento geológicas.....	32
4.4	Resultados de STEPS.....	33
4.5	Potencial sismogénico de la falla.....	39
5.	DISCUSIÓN .....	43
5.1	Tasas de deslizamiento geológicas.....	43
5.2	Tasas de deslizamiento modeladas.....	44
5.3	Implicancias para el potencial sismogénico .....	46
6.	CONCLUSIONES.....	49
7.	REFERENCIAS .....	50

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura</b>	<b>Página</b>
2. 1. Mapa de ubicación y morfoestructuras.....	9
2. 2. Estructura litosférica del margen chileno a los 36°S.....	10
2. 3. Perfiles estructurales de los dominios de la Cordillera Principal .....	10
2. 4. Mapa geológico del área de estudio .....	14
3. 1. Vista del entorno de trabajo en TerraceM con datos de entrada y resultados.....	18
3. 2. Trazado de perfiles transversales sobre el DTM de la zona de Achibueno .....	20
3. 3. Vista a terreno de magnetotelúrica. ....	22
3. 4. Diagramas esquemáticos de los datos de entrada y trayectorias sísmicas en STEPS .....	24
4. 1. Terrazas fluviales identificadas por TerraceM y perfiles transversales para el sector norte del río Achibueno.....	27
4. 2. Terrazas fluviales identificadas por TerraceM y perfiles transversales para el sector sur del río Achibueno .....	28
4. 3. Cobertura sedimentaria métrica en la terraza tipo <i>strath</i> Qt6 del río Achibueno. Identificada por Navarro (2023). ....	29
4. 4. Mapa de terrazas del río Achibueno. ....	30
4. 5. Modelo de resistividades del suelo para la localidad de Mesamávida. ....	31
4. 6. Perfiles longitudinales topográficos, CDT y <i>slip rates</i> geológicos para cada terraza. ....	32
4. 7. Datos preliminares de STEPS.....	34
4. 8. Gráfico de 200 trayectorias sísmicas. ....	35
4. 9. Histogramas de promedios de recurrencia y deslizamiento para cada caso. ....	36
4. 10. Tasas de deslizamiento según distintos intervalos de tiempo. ....	38
4. 11. Estimación de posibles magnitudes para <i>slip rates</i> geológicos con acumulación de energía en 3.500, 7.000 y 14.000 años.....	40
4. 12. Estimación de posibles magnitudes para <i>slip rates</i> modelados con acumulación de energía en 3.500, 7.000 y 14.000 años.....	42

## ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla</b>	<b>Página</b>
2. 1. Edades de muestras OSL .....	16
3. 1. Tabla de edición de rangos en la detección de niveles. ....	19
3. 2. Datos ingresados en STEPS por caso y ángulo de manto asociado.....	25
4. 1. Edades y altura de las terrazas respecto al cauce.....	29
4. 2. Desplazamientos máximos y mínimos para Qt1, Qt2 y Qt3, considerando ángulos de manto de 35° y 60°. ....	33
4. 3. Valores de <i>slip rates</i> geológicos calculados para cada terraza. ....	33

## RESUMEN

Esta tesis caracteriza el potencial sismogénico de la falla Mesamávida, ubicada a los 36°S en el sistema de cabalgamientos *West Andean Thrust System* (WATS), mediante la integración de geomorfología, geofísica y modelación numérica. El estudio aborda una brecha de conocimiento relevante: la ausencia de tasas de deslizamiento cuaternarias para esta falla ( $< 100$  ka), la cual deforma terrazas fluviales del río Achibueno previamente datadas con OSL. Un remapeo detallado con el software TerraceM y la verificación con perfiles topográficos en Global Mapper permitió identificar cuatro niveles de terrazas (Qt1–Qt4).

La geometría de la falla en profundidad se exploró mediante magnetotelúrica, sin resultados concluyentes, por lo que se recurrió a valores de *dip* previamente reportados. A partir de Qt1-Qt3, con edades entre 6,6 y 46 ka, se calcularon *slip rates* geológicos bajo dos escenarios de ángulo de manteo (35° y 60°), obteniéndose valores entre 0,3 y 1,3 mm/año. Con el modelo STEPS se simularon trayectorias sísmicas que intersecan las cajas desplazamiento-tiempo de las terrazas. Este enfoque permitió obtener *slip rates* modelados en ventanas de tiempo variables, con valores promedio que convergen en torno a 0,3 mm/año (35°) y 0,2 mm/año (60°).

Finalmente, se estimaron magnitudes de momento sísmico ( $M_w$ ) potenciales usando las tasas de deslizamiento geológicas y modeladas, junto con escenarios de acumulación de energía de 3.500, 7.000 y 14.000 años y longitudes de ruptura de 10 a 40 km. Los resultados sugieren que la falla Mesamávida tiene capacidad de generar sismos de magnitudes entre 6,5 y 7,2, comparables con otras fallas activas del WATS como San Ramón o Cariño Botado. Este estudio aporta evidencia cuantitativa sobre el rol activo de la falla Mesamávida en el contexto tectónico y sismogénico del Maule, y destaca su relevancia para la evaluación del peligro sísmico en la comuna de Linares.

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1 Presentación del problema

La convergencia de placas es, en sentido amplio, el factor principal de la formación de orógenos (Giambiagi *et al.*, 2003; Mouthereau *et al.*, 2007; Burgess *et al.*, 2012; Carlotto *et al.*, 2023). Frecuentemente, en o hacia los bordes de las cadenas montañosas, se han documentado fallas corticales acomodando deformación permanente inducida por la convergencia de las placas. Ejemplos notables de esto se documenta en orógenos por colisión de placas continentales, como los sistemas montañosos de Zagros, en Irán, producto de la colisión entre las placas Arábica y Eurasia (Mouthereau *et al.*, 2007), y en los sistemas montañosos de Himalaya, como consecuencia de la colisión entre las placas India y Eurasia (Burgess *et al.*, 2012). En la cordillera de los Andes, asociada a la subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, se han documentado, en el flanco occidental de la cordillera Occidental, estructuras compresivas que promueven su alzamiento en países como Venezuela, Ecuador y Perú (Szekely, 1969; Costa *et al.*, 2020).

A lo largo de los Andes chilenos se han documentado estructuras compresivas en la transición entre la cordillera Occidental, que pasa a denominarse cordillera Principal a partir de los 33°S, y la depresión Central. Fallas inversas y pliegues de vergencia oeste han sido reportados en el norte (18°-20°S) (Fariás *et al.*, 2005) y centro (33°-34°S) (Armijo *et al.*, 2010; Riesner *et al.*, 2018) de Chile. La mayoría de las investigaciones acerca de estas estructuras, referidas en esta tesis como parte del *West Andean Thrust System* (WATS) (Armijo *et al.*, 2010), se han enfocado en comprender su rol en la evolución tectónica de largo plazo de los Andes. Para el corto plazo, por su parte, algunos estudios paleosísmicos han revelado la importancia de la consideración de las estructuras del WATS desde el punto de vista del peligro sísmico en tres localidades.

En las cercanías de Santiago, a los 33,5°S, la falla San Ramón (FSR) es la principal estructura que forma parte del WATS, correspondiente a una falla inversa de vergencia oeste, cuyo escarpe semicontinuo se extiende con rumbo N-S por 35-40 km (Vargas *et al.*, 2014). Esta estructura puede generar terremotos de  $M_w$  7,2-7,5, con intervalos de recurrencia de miles de años, con el último ocurrido hace 8.000 años (Vargas *et al.*, 2014). Su tasa de deslizamiento en el despegue basal del sistema frontal es de 0,4 mm/año, y el *slip rate* (tasa de deslizamiento) estimado es de 0,3 mm/año

(Armijo *et al.*, 2010). Entre los 32,5° y 33°S, el WATS está representado por el sistema de falla Cariño Botado (FCB), que forma parte del sistema estructural Pocuro, y ha sido estudiada por Estay *et al.* (2023). Este sistema corresponde a estructuras inversas de vergencia oeste que delimitan la cordillera Principal y la depresión Los Andes-San Felipe. Estudios de la actividad más reciente indican que tiene rumbo N-S en un escarpe discontinuo de al menos ~8,5 km de largo, y un tasa de deslizamiento estimado de ~0,6 mm/año para los últimos ~8,7 ka. Puede generar terremotos de  $M_w$  7,2-7,5 (Estay *et al.*, 2023). Recientemente, Vega-Ruiz *et al.* (2025) documentan que la falla Mesamávida (36°S) ha generado al menos dos terremotos con magnitudes 5,6-7,06 en los últimos 14 ka. La combinación de observaciones paleosísmicas y relaciones empíricas de largo de ruptura en comparación con la magnitud de momento sugieren que esta falla puede generar terremotos de  $M_w$  ~7,1. Si bien se cuentan con antecedentes a escala holocena, no existen mayores estudios sobre la actividad de fallas individuales del WATS que abarquen el lapso Holoceno - Cuaternario tardío (últimos ~100 ka), lo que es una limitación importante tanto para la comprensión de la tectónica reciente de los Andes, como para la evaluación del peligro sísmico asociado.

A los 36°S, el río Achibueno exhibe terrazas fluviales deformadas por la falla Mesamávida (Navarro, 2023). Estas terrazas fueron datadas por Navarro (2023) mediante datación por luminiscencia ópticamente estimulada (OSL), las cuales corresponden al intervalo de  $43.390 \pm 3.050$  a  $6.590 \pm 505$  años (Pleistoceno Superior - Holoceno). Además, en el mismo estudio, Navarro (2023) indica que las tasas de deslizamiento para las terrazas orientales son de  $0,69 \pm 0,13$  mm/año, y de  $0,23 \pm 0,05$  a  $0,60 \pm 0,02$  mm/año para las occidentales. A pesar de lo valioso de los datos, la falta de tasas de deslizamiento calculadas a lo largo del plano de la falla Mesamávida para los últimos 100 ka definen un *gap* de conocimiento para la caracterización de su potencial sismogénico, y, también, para el avance en la comprensión del rol de esta estructura en la evolución local de los Andes. Con este vacío en consideración, esta tesis apunta a obtener tasas de deslizamiento a la escala del Cuaternario tardío para la falla Mesamávida.

Para ello, se realizará un remapeo de las terrazas del río Achibueno, previamente datadas con OSL por Navarro (2023), mediante el uso de TerraceM sobre un DTM LiDAR de alta resolución (1 m). Posteriormente, se empleará magnetotelúrica en conjunto con datos geofísicos en vía de

publicación (Espinoza *et al.*, in prep) para sugerir las geometrías plausibles de la falla y, en combinación con lo anterior, calcular tasas de deslizamiento. Finalmente, se aplicará el enfoque numérico STEPS con la finalidad de obtener *slip rates* que consideren variaciones en las recurrencias de terremotos y deslizamientos por evento, lo que considera como *inputs* las tasas de deslizamiento geológicas, determinadas a partir de las terrazas fluviales, y antecedentes paleosísmicos previos (Vega-Ruiz *et al.*, 2025). Los resultados obtenidos aportarán a la caracterización del potencial sismogénico de la falla, de gran relevancia para la región del Maule, y para la economía de la comuna de Linares, que cuenta con 8.419 empresas (59 grandes) (Biblioteca del Congreso Nacional de Chile, 2024).

## 1.2 Hipótesis

Las tasas de deslizamiento cuaternarias de la falla Mesamávida son comparables con las estimadas para los últimos ~14 ka mediante estudios paleosísmicos previos en la falla. A su vez, las tasas cuaternarias son comparables con las tasas estimadas para otras fallas del WATS en Chile Central, y, por ende, sus potenciales sismogénicos son similares ( $M_w \sim 7$ ).

## 1.3 Objetivos

### 1.3.1 Objetivo general

Caracterizar el potencial sismogénico de la falla Mesamávida.

### 1.3.2 Objetivos específicos

- Cartografiar las terrazas fluviales del río Achibueno.
- Determinar la geometría en profundidad de la falla Mesamávida.
- Calcular tasas de deslizamiento a escalas temporales de  $10^3$ - $10^4$  años para la falla Mesamávida.
- Calcular magnitudes de posibles terremotos de la falla Mesamávida.

## 1.4 Agradecimientos

Esta memoria se realizó en el marco del proyecto Fondecyt Iniciación 11180509, titulado “*Paleoseismology and earthquake potential of the Western Andean Thrust Fault (WATF) in Central Chile between 35 and 37°S*”. Parte del trabajo fue desarrollado también en el contexto del

proyecto “*Late Quaternary slip rates for the West Andean Thrust System (WATS) in Central-Southern Chile (36°S): implications for seismic hazard*”, patrocinado por la International Research Network Andes-FrenSZ. El modelo digital de terreno (DTM) utilizado en la tesis fue gentilmente proporcionado por Forestal Arauco. Esta investigación se llevó a cabo en colaboración entre el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción, y el Institut des Sciences de la Terre (ISTerre), Université Grenoble Alpes.

Agradezco profundamente al profesor Joaquín Cortés Aranda, por proponerme este tema de investigación, por su constante apoyo académico, y por brindarme la oportunidad de realizar una pasantía en ISTerre, experiencia que enriqueció significativamente el desarrollo de esta memoria y de mi formación personal. A Felipe Reyes, por su guía y disposición para compartir su conocimiento en cada etapa del trabajo. A Diego Molina, por su acompañamiento durante la etapa final del proceso, cuya experiencia profesional y personal fueron fundamentales para tener un buen término de investigación, y una excelente estancia (y grandes recuerdos) de Grenoble.

Me gustaría agradecer también a todas las personas que fueron parte, directa o indirectamente, de la realización de esta investigación. A Lucas Navarro, por su tiempo, paciencia y ganas de enseñar a usar TerraceM. A Ambrosio Vega, por su ayuda y por permitirme leer el *paper* antes de su publicación. A Javiera, Melisette y René, por invitarme a terreno y enseñarme sobre magnetotelúrica. A la familia Lara de Mesamávida, por abrirnos las puertas dos veces en sus propiedades, confiando en que haríamos un buen trabajo científico.

Agradezco a todas las personas que forman parte del Departamento de Ciencias de la Tierra, docentes y funcionarios, que me brindaron experiencia, conocimiento y apoyo en cada uno de estos seis años de formación. A los docentes, especialmente, les agradezco su buena disposición para resolver dudas académicas y profesionales, y por entregarme las herramientas necesarias para mirar con confianza el futuro.

Agradezco a mis amigos. A quienes me acompañan desde el colegio, que me han visto crecer y han crecido conmigo, siempre apoyando desde la cercanía o la distancia. A quienes se sumaron en la universidad, y estuvieron presentes en cada paso, cada sonrisa y cada llanto. En especial, gracias

a José Matías Henríquez y Bastián Poncell, por ser mis pilares en este proceso. A Joaquín Herrera, por ser el primero que me abrió los brazos al llegar a la universidad, por ser mi mayor barra de aliento, y a quien extraño todos los días.

Y, finalmente, agradezco a mi familia: mi red, mi contención. A mi papá, por siempre llevar mis sueños más alto y recordarme que todo es posible. A mi mamá, por su apoyo y ayuda incondicionales, y su cariño, siempre. A mis hermanos, por hacer que todas las tardes sean mucho más divertidas, especialmente a Vasco, por su compañía y presencia durante gran parte de mi periodo universitario. Y a mis tatas, por su eterna confianza en mí. No habría llegado tan lejos de no ser por cada uno de ellos.

Esta memoria es el resultado de muchas manos, voces y presencias. Gracias por ser parte de este viaje.

## 2. ANTECEDENTES

### 2.1 Marco tectónico

#### 2.1.1 Tectónica regional

Desde el Jurásico se restableció la subducción en el margen continental, inicialmente relacionada al magmatismo, y seguida por una etapa de subsidencia termal (Charrier *et al.*, 2009). Este proceso dio origen a una zona de subducción activa que se ha mantenido hasta la actualidad, y cuya evolución ha sido clave en la formación de la cordillera de los Andes. En particular, el desarrollo principal de la orogenia andina ocurrió durante el Cenozoico, asociado a la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Actualmente, esta zona de subducción se divide en cinco segmentos de longitud variable, con diferencias en los ángulos de subducción, velocidades de convergencia, basamento, grosor, clima, estructuras internas y la presencia de dorsales oceánicas (Gansser, 1973; Charrier *et al.*, 2007).

Durante el Cenozoico, la evolución tectónica se divide en tres etapas principales (Somoza & Ghidella, 2005):

La primera etapa corresponde al Cretácico Superior – Paleoceno (72-47 Ma). Cande & Leslie (1986) proponen la subducción de las placas Aluk y Farallón bajo la placa Sudamericana, con una triple unión que habría migrado desde el centro-norte de Chile hacia el sur. Las velocidades de convergencia predichas durante este periodo (~60-47 Ma) entre las placas Sudamericana-Farallón fueron las más bajas del Cenozoico, pero aumentaron gradualmente por la rotación horaria de la dirección de convergencia, hasta orientarse casi perpendicular al margen y obteniendo una velocidad constante similar a la de la segunda etapa (Somoza & Ghidella, 2005).

La segunda etapa, ocurrida entre el Eoceno medio – Oligoceno (47-28 Ma) inicia con una reorganización de placas en el sudeste del Pacífico, y el inicio de la subducción de la placa Pacífico en el este de Australia. La placa Farallón subduce con dirección oblicua y velocidad estable (Somoza & Ghidella, 2005). Desde esta fase, se produce una inversión tectónica y reactivación de las estructuras extensionales preexistentes, lo cual contribuyó al engrosamiento de la corteza

(Charrier *et al.*, 2009). El fin de la etapa está marcado por la ruptura de la placa Farallón, que origina a las placas de Nazca y Cocos (Somoza & Ghidella, 2005).

Finalmente, la tercera etapa, entre el Oligoceno y el presente (26-0 Ma), domina la subducción de la placa de Nazca hacia el norte con una dirección general W-E, y la placa Antártica en el extremo austral. Al inicio, las velocidades de convergencia alcanzan su máximo en el Cenozoico, disminuyendo desde hace 12 Ma, tendencia que se mantiene hasta el día de hoy. Esta disminución favoreció el acople entre placas, y una transmisión más eficaz de los esfuerzos de la convergencia, promoviendo el alzamiento andino (Somoza & Ghidella, 2005; Charrier *et al.*, 2007).

En Chile, el contacto entre placas sigue una orientación N-S a lo largo de más de 4.000 km (Cembrano *et al.*, 2007), y se divide en tres segmentos principales: entre los 15° y 27°S, 28° y 33°S, y a partir de los 33°S (Madariaga, 1998). La placa subductada presenta un manteo de ~25°-30°E, excepto en el segmento de *flat slab* (28° y 33°S), donde manteea ~5°E con convergencia oblicua, y velocidad de 66-79 mm/año (Santibáñez *et al.*, 2019). En general, el vector de convergencia de las placas Nazca y Sudamericana es oblicuo (N74° ± 4°E) y con una velocidad de ~68 mm/año (Norabuena *et al.*, 1998).

### 2.1.2 Síntesis paleoclimática

La paleoclimática de los Andes Sur-Centrales es todavía poco comprendida debido a la falta de registros continuos que abarquen la última transición glacial-interglacial (Orellana *et al.*, 2023). En la historia de la Tierra, pero especialmente a partir de los 2,6 Ma, el clima ha sufrido fluctuaciones entre periodos glaciales e interglaciales cada 41 ka, pero desde los 0,8 Ma se establecieron ciclos de 100 ka (Ehlers *et al.*, 2018). El último ciclo glacial del Cuaternario finalizó hace ~14 ka, lo que provocó una reducción del volumen mundial de hielo, un alza en el nivel medio del mar, y una mejora general en las condiciones climáticas (Rabassa & Clapperton, 1990; Clapperton, 1993). Evidencia geológica sugiere que, durante la deglaciación (entre los 13 y 5 ka) no se registraron avances glaciares en algunas regiones de Chile (Rabassa & Clapperton, 1990).

En un estudio paleoclimático del Holoceno realizado por Tiner *et al.* (2018), centrado en los 28° y 32° S de los Andes, se identificaron patrones aplicables a buena parte del clima holoceno de Chile.

Entre ~10,8-9,5 ka se registró un periodo húmedo, seguido por un periodo seco entre ~9,5-5,5 ka, interrumpido por una etapa de tormentas entre los ~8,3-7,6 ka. Posteriormente, se observó una etapa de condiciones más húmedas entre ~5,5-4,1 ka, que alcanzó su punto máximo a los ~4,1 ka, y que gradualmente se volvió seco hasta los ~2,2 ka. Entre ~2,2 y 0,5 ka, se produjo un nuevo aumento de la humedad, y es a partir de esta última edad que la humedad disminuye, obteniéndose el régimen climático actual. También se observó que las condiciones húmedas y de tormenta estarían dadas por el fortalecimiento o desplazamiento hacia el norte de los vientos del oeste (*Westerlies*), mientras que los periodos secos tendrían una influencia dominante del Anticiclón del Pacífico Sudeste, además de un debilitamiento o desplazamiento hacia el sur de los *Westerlies*. Los *Westerlies* son los principales responsables en los cambios regionales en vegetación, incendios y actividad glacial de la Patagonia, y podrían haber provocado los mismos efectos en latitudes medias del hemisferio sur (Moreno *et al.*, 2009).

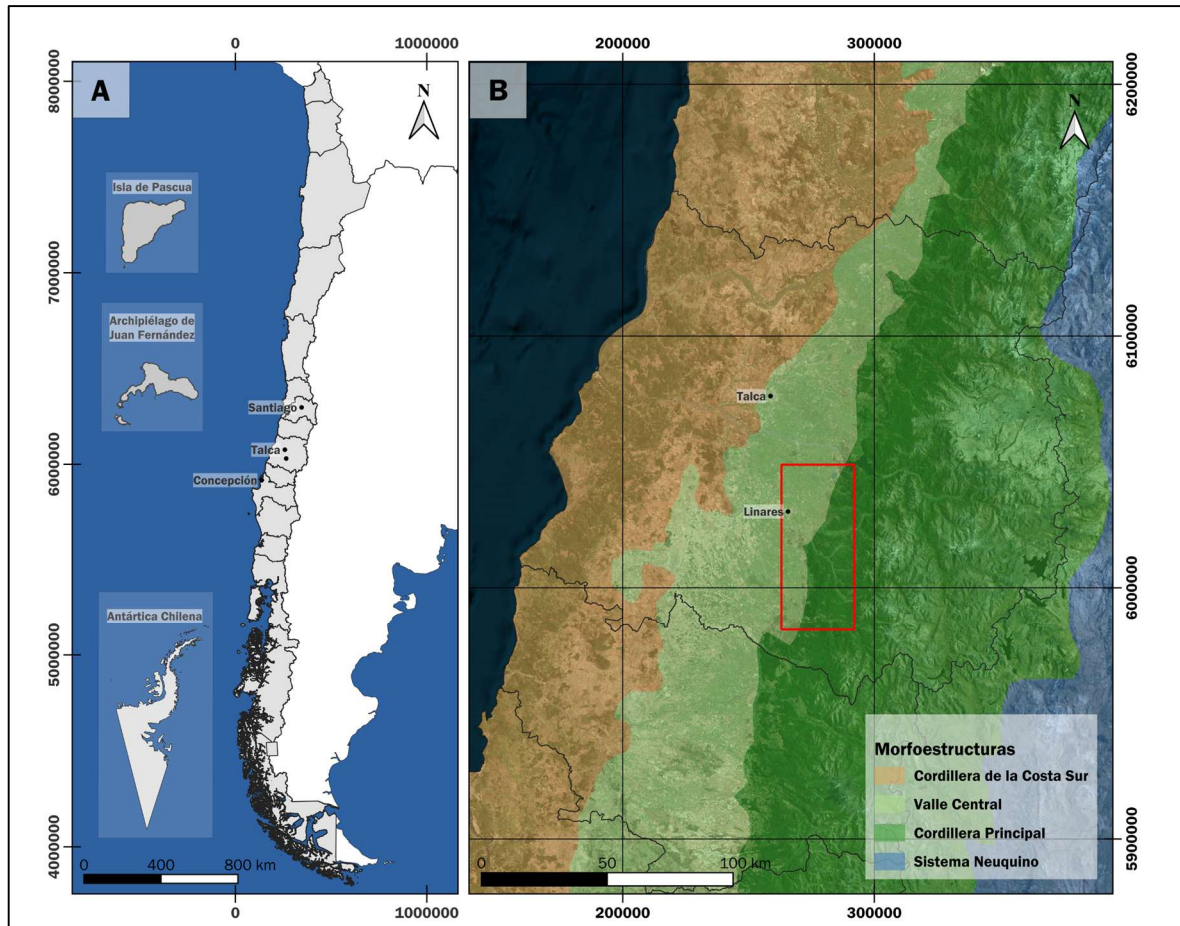
### 2.1.3 Unidades morfoestructurales a los 36°S

En los Andes Centrales se observan cambios en las características geológicas y morfológicas que permiten distinguir segmentos, los cuales responden a variaciones en la subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, como es el *flat slab*. Además de las diferencias latitudinales generadas por la convergencia de las placas, se observan cambios morfológicos longitudinales, como las morfoestructuras (Jordan *et al.*, 1983).

Entre los 35° y 36°S de los Andes de Chile Central se disponen elongadas en dirección NNE-SSW las siguientes morfoestructuras (de oeste a este): cordillera de la Costa Sur, depresión o valle Central, y cordillera Principal (Figura 2.1).

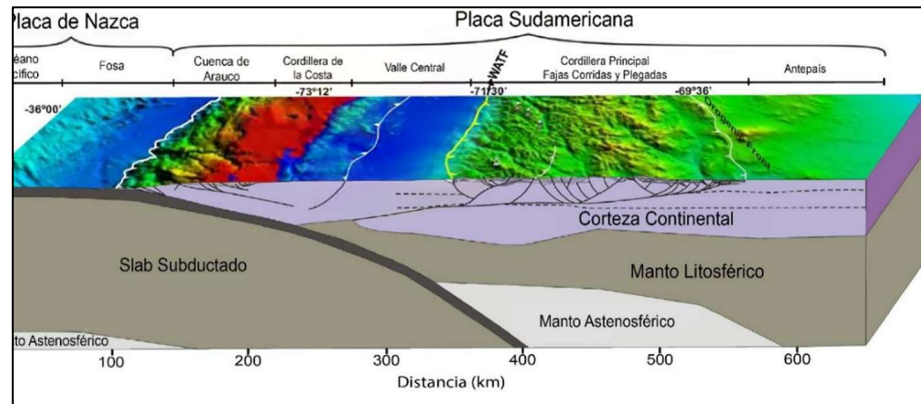
La cordillera de la Costa Sur puede dividirse en un sector occidental y otro oriental. El sector occidental, con altitudes inferiores a 500 m s.n.m., se caracteriza por la ocurrencia de terrazas marinas del Plioceno tardío – Pleistoceno labradas en plutones y complejos acrecionarios del Paleozoico tardío – Triásico (Giambiagi *et al.*, 2016; Encinas *et al.*, 2021). En cambio, el sector oriental alcanza altitudes de hasta 2.000 m s.n.m., y se conforma por plutones, así como por rocas sedimentarias y volcánicas del Jurásico al Cretácico (Farías *et al.*, 2010; Giambiagi *et al.*, 2016). De acuerdo con Encinas *et al.* (2021), el aumento de sedimento en la fosa, producto de la elevación

de la cordillera Principal mediante fallas inversas, habría favorecido la transición de una subducción erosiva a acrecional. El crecimiento de la cuña acrecional asociada a este cambio habría causado la elevación de la cordillera de la Costa hace  $\sim 2$  Ma.



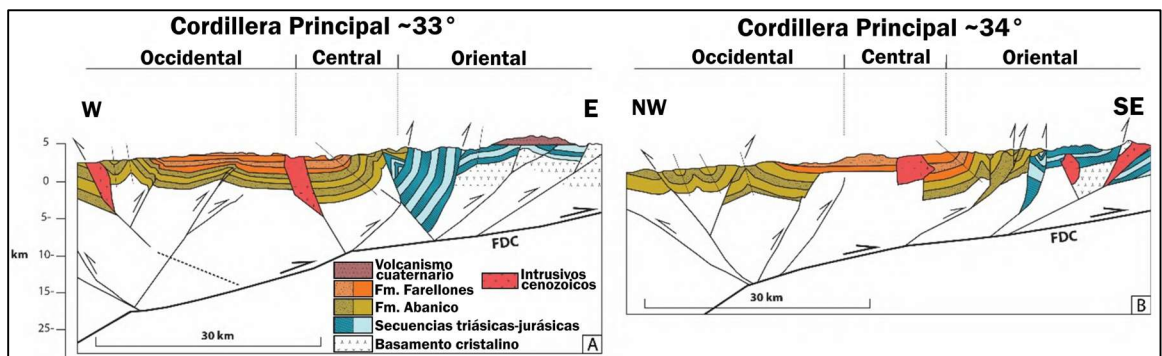
**Figura 2.1: Mapa de ubicación y morfoestructuras.** A) Mapa de Chile con área de estudio en la región del Maule. B) Mapa de morfoestructuras. El área de estudio está delimitada con una línea roja. Las zonas pobladas cercanas están marcadas con un punto negro.

El valle Central, con elevaciones entre 500 y 700 m s.n.m., separa la cordillera de la Costa Sur de la cordillera Principal (Figura 2.2) (Giambiagi *et al.*, 2016). Esta unidad se encuentra entre los  $18^{\circ}$ - $27^{\circ}$ S, y entre los  $33^{\circ}$ - $46^{\circ}$ S, con una interrupción explicada por la subducción de la dorsal de Juan Fernández entre los  $27^{\circ}$ - $33^{\circ}$ S. Presenta depósitos aluviales cuaternarios, en su mayoría provenientes de la cordillera Principal, que se desarrollan principalmente en las desembocaduras de los ríos principales del valle (Charrier *et al.*, 2007).



**Figura 2.2:** Estructura litosférica del margen chileno a los 36°S. Se observan los dominios morfoestructurales descritos. Obtenida por datos sismológicos y gravimétricos. Modificada de Rojas Vera *et al.* (2014) en Sepúlveda (2019).

La cordillera Principal, en este segmento, tiene una altura máxima de 3.000 m s.n.m. (excluyendo volcanes), y se puede subdividir en tres dominios (Figura 2.3) (Fariás *et al.*, 2010; Ramos *et al.*, 2014). El dominio occidental contiene los arcos volcánicos del Oligoceno y Mioceno, junto con rocas cenozoicas como las formaciones Abanico y Farellones, además de cuerpos intrusivos (Fariás *et al.*, 2010; Giambiagi *et al.*, 2016). Estas unidades han sido afectadas por un sistema de fallas inversas de vergencia oeste y orientación WNW-ESE (Rivera & Cembrano, 2000; Encinas *et al.*, 2021), correspondientes al sistema de fallas San Ramón – Pocuro, y sus prolongaciones al sur (Armijo *et al.*, 2010; Fariás *et al.*, 2010; Estay *et al.*, 2023), como la falla Mesamávida (Sepúlveda, 2019). El dominio central está compuesto por las mismas formaciones cenozoicas, pero deformadas por pliegues de amplitudes kilométricas y retrocabalgamientos. Finalmente, el dominio oriental incluye rocas sedimentarias marinas y continentales del Mesozoico con niveles volcánicos intercalados, y fallas de vergencia oeste con pliegues asociados (Fariás *et al.*, 2010).



**Figura 2.3:** Perfiles estructurales de los dominios de la Cordillera Principal. A) Perfil realizado en la cuenca del río Maipo. B) Perfil realizado en la cuenca del río Cachapoal. FDC= Falla de Despegue Cortical. Modificado de Fariás *et al.* (2010) en Vega (2021).

#### 2.1.4 *West Andean Thrust System*

La cordillera de los Andes es un orógeno que presenta doble vergencia, las cuales se encuentran bien definidas por cabalgamientos orogénicos tanto en el Frente Andino Occidental como Oriental. El Frente Andino Occidental (*West Andean Front*) está relacionado con el *West Andean Thrust System* (WATS), la principal estructura responsable del dominio occidental de la faja corrida y plegada de los Andes. Este sistema corresponde a un conjunto de cabalgamientos de gran escala, con vergencia oeste, que marcan el límite valle Central – cordillera Principal en los Andes Centrales desde los 15° hasta los 39°S (Armijo *et al.*, 2010; Oviedo-Reyes *et al.*, 2024). En el norte de Chile, los cabalgamientos de vergencia oeste son estructuras fundamentales que acomodaron deformación en el sector occidental del Altiplano entre las latitudes 18°-20°S (Farías *et al.*, 2005), y en el centro entre las latitudes 33°-34°S (Armijo *et al.*, 2010).

Una de las estructuras importantes dentro del WATS corresponde a la falla San Ramón (FSR), ubicada en la base del cerro San Ramón, a los ~33°30', en el límite de Santiago. Esta estructura de vergencia oeste, cuya traza se extiende en superficie por 15-40 km y que podría extenderse hasta 50 km según datos sísmicos (Vargas *et al.*, 2014), deforma a las formaciones Abanico y Farellones desde hace ~25 Ma (Armijo *et al.*, 2010). En la meseta Farellones se calcularon tasas de incisión de 0,125 mm/año, correspondientes a 2 km de incisión en 16 Ma, pero estas tasas podrían estar relacionadas a un levantamiento anterior. Por otro lado, las tasas de incisión en los ríos Maipo y Mapocho en el cerro San Ramón son de 0,25 mm/año, equivalentes a 4 km de incisión en 16 Ma, por lo que la tasa de deslizamiento de la FSR es de ~0,3 mm/año (Armijo *et al.*, 2010).

La falla Cariño Botado (FCB) forma parte del Sistema Estructural Pocuro, ubicado entre los 32°-33°S en el sector de Los Andes – San Felipe. Es una estructura de vergencia oeste, que tiene una longitud de ~5 a ~15 km, y superpone rocas cenozoicas sobre los depósitos aluviales cuaternarios (Estay *et al.*, 2023). Los *slip rates* calculados de la FCB, a partir de dataciones OSL que restringen la deformación de antiguos abanicos aluviales entre ~8,7 y ~2,6 ka, están en el intervalo ~0,6 a ~1,9 mm/año. Durante ese mismo periodo, la tasa de alzamiento tectónico estimada varía entre ~0,4 y ~1,2 mm/año. Sin embargo, evidencias de actividad tectónica reciente en el límite oeste del sector Los Andes – San Felipe indican un tasa de deslizamiento de la falla de ~0,6 mm/año, y un alzamiento tectónico de ~3,2 mm/año acumulado desde al menos ~8,7 ka (Estay *et al.*, 2023).

A los 36°S del WAT, la falla Mesamávida es evidenciada por Vega-Ruiz *et al.* (2025) en un escarpe de 0,7-8,7 metros de altura, con orientación NNE-SSW y un ángulo de 35° en el límite del valle Central y la cordillera Principal. Esta estructura corresponde a la continuación hacia el sur del WATS observado entre los 32°-33°30'.

## 2.2 Marco geológico local

Las unidades que afloran en el área de estudio corresponden tanto a rocas estratificadas como a cuerpos intrusivos (Figura 2.4). La unidad más antigua de la zona se localiza al sur de los 36,2°S y corresponde al Batolito Santa Gertrudis-Bullileo, del Cretácico Superior – Mioceno Inferior. Este cuerpo presenta una orientación general norte-sur y una composición monzogranítica a diorítica cuarcífera (Muñoz & Niemeyer, 1984).

En cuanto a la asignación de las unidades volcano-clásticas, existe discusión en la literatura respecto si corresponden a la Formación Abanico, Cura-Mallín o Colbún (Charrier *et al.*, 2024; Contreras *et al.*, 2024; Vega-Ruiz *et al.*, 2025). Sin embargo, esta tesis no se enfoca en resolver esa distinción estratigráfica. Por consiguiente, y en coherencia con interpretaciones previas realizadas en la zona, se optará por referirse a estos depósitos como Formación Colbún (Vega-Ruiz *et al.*, 2025). Esta unidad, de edad Oligoceno-Mioceno, está compuesta por sucesiones volcánico-clásticas, depósitos sedimentarios continentales y coladas andesíticas-fluidales (Spikings *et al.*, 2008). A lo largo del río Achibueno, la secuencia sedimentaria de la Formación Colbún es intruida por cuerpos filonianos andesítico-basálticos, así como por cuerpos hipabisales dioríticos (Karzulovic *et al.*, 1979; Vega-Ruiz *et al.*, 2025).

Dentro del área de estudio, Vega-Ruiz *et al.* (2025) identificaron la Formación Campanario en sectores cercanos al río Achibueno. Esta unidad, de edad Mioceno, está compuesta por tobas, brechas y coladas de lava dacíticas y andesíticas, y se encuentra en los alrededores de la laguna del Maule (Muñoz & Niemeyer, 1984).

En los grandes valles del área de estudio se presentan depósitos recientes de origen fluvial y aluvial, con edades que varían entre el Plioceno y el Cuaternario. Entre ellos se encuentra la Unidad Rodados Multicolores, caracterizada por la presencia rodados polimícticos, predominantemente

andesíticos, de colores rojizos y diámetros promedio de 15-16 cm dispuestos en una escasa matriz arenosa (Hauser, 1995). El abanico Ancoa-Achibueno, de edad cuaternaria, corresponde a un depósito no consolidado ubicado en el valle Central, originado por las crecidas de los ríos Ancoa y Achibueno (Qafm en Figura 2.4). Esta unidad se compone de clastos de diversa composición y tamaño, predominando los conglomerados intercalados con láminas arenosas (Hauser, 1995).

También, Navarro (2023) identifica fallas inversas menores cortando depósitos cuaternarios ubicados sobre 100 m del nivel del río con las siguientes mediciones en *dip/dip direction* (manteo/dirección de manteo): 83/84, 82/75, 88/98, 77/96. A partir de esto, se hizo un cálculo de promedio de las estructuras anteriores: las diaclasas tuvieron un promedio de 64,1/316,6 *dip/dip direction*, es decir, un rumbo aproximado NE-SW y manteo NW; mientras que la falla tiene un promedio 82,4/ 088,3 *dip/dip direction*, u orientación N-S y manteo ligeramente E.

A pesar de que la actividad sísmica detectada en el límite valle Central – cordillera Principal ha sido escasa, se puede realizar una compilación de la sísmica reportada. Al norte del área de estudio (34,9°) el terremoto del Teno ( $M_w$  6,7) ocurrió a una profundidad de 4,8 km, probablemente asociado a la falla dextral El Fierro, de rumbo NE (Comte *et al.*, 2014). También, un terremoto de  $M_w$  6,2, ocurrido a los 36°S de la cordillera Principal, se encuentra probablemente relacionado con la falla dextral Melado, de rumbo NNE (Cardona *et al.*, 2018). El catálogo sísmico también incluye un terremoto de  $M_w$  6 a una profundidad de 8 km bajo el área de la laguna del Maule.

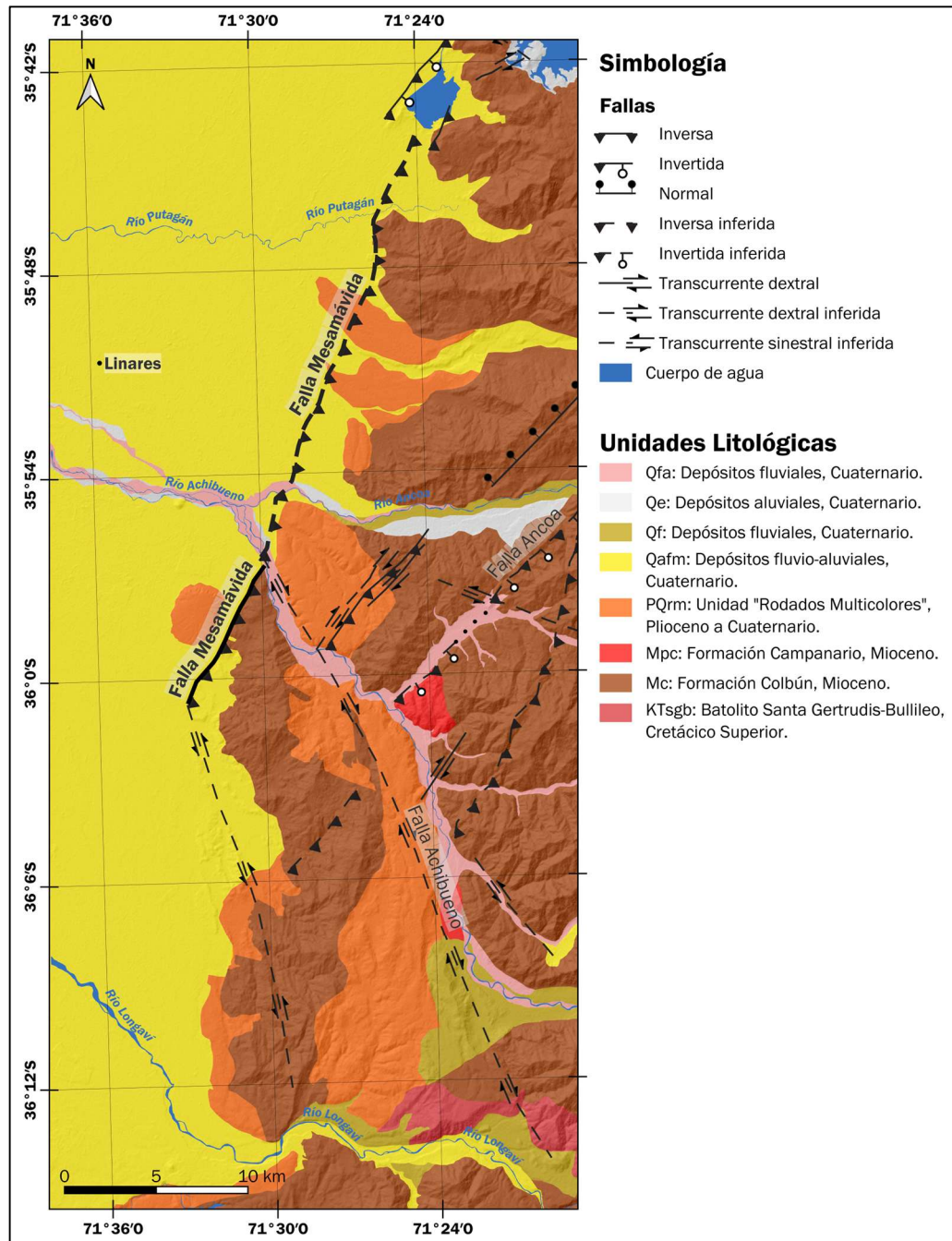


Figura 2.4: Mapa geológico del área de estudio. Elaborado a partir de los datos de Contreras *et al.* (2024), Vega-Ruiz *et al.* (2025) y Espinoza *et al.* (in prep).

### 2.3 Falla Mesamávida

En el límite del valle Central con la cordillera Principal de los 36°S de los Andes Centrales se encuentra un frente montañoso de 8 km de largo con elongación preferencial NNE-SSW y un ángulo de pendiente de 17°. A 200 metros hacia el oeste del frente, se encuentra un escarpe de falla sobre depósitos aluviales ubicados entre los ríos Achibueno y Longaví, denominado escarpe

Mesamávida, el cual posee una longitud de 8 km y una altura que varía entre 0,7-8,7 metros. Esta falla, de cinemática inversa y vergencia oeste, correspondería a la representación del WATS a los 36°S (Vega-Ruiz *et al.*, 2025). Vega-Ruiz *et al.* (2025), al estudiar trincheras en la falla, de 3-4 m de profundidad, sugieren un ángulo de manteo superficial de  $\sim 35^\circ$ , mientras que Espinoza *et al.* (2024), a partir de perfiles gravimétricos, proponen un *dip* de  $60^\circ$ , que describiría su inclinación hasta aproximadamente 3 km de profundidad. En este estudio, la falla Mesamávida se interpreta como una estructura invertida que acomodó la depositación de la Formación Colbún.

Dataciones OSL realizadas sobre los depósitos aluviales afectados por esta falla arrojaron una edad de  $14,2 \pm 1,7$  ka, lo que indica que esta falla ha estado activa durante el Pleistoceno tardío-Holoceno (Navarro, 2023; Vega-Ruiz *et al.*, 2025). El análisis de dos trincheras transversales a la falla permitió identificar al menos dos eventos sísmicos ocurridos en los últimos 14 ka (Vega-Ruiz *et al.*, 2025).

En un estudio de detección de terremotos corticales, Vega-Ruiz *et al.* (2025) identificaron 3.001 sismos, de los cuales 56 cumplían con los criterios de calidad para necesarios para su análisis, y 24 fueron clasificados como eventos corticales, con profundidades inferiores a 40 km. Los hipocentros ubicados bajo el área de Mesamávida se agruparon en dos grupos: un grupo más superficial, entre 10-25 km de profundidad, muestra un manteo hacia el este bajo la expresión superficial de la falla Mesamávida; y un grupo más profundo, entre los 32 y 40 km, compuesto por cinco eventos sísmicos. Además, la sísmica instrumental también sugiere actividad sísmica hacia el norte y sur del escarpe, por lo que se estima que la falla Mesamávida podría llegar a tener 18 km de longitud.

Navarro (2023) entrega edades de terrazas colgadas del río Achibueno, obtenidas mediante dataciones OSL (Tabla 2.1). En su estudio propone que, si bien su origen puede estar influenciado por factores tectónicos, isostáticos o climáticos, el alzamiento tectónico impulsado por la falla Mesamávida sería el control principal sobre la tasa de incisión del río en las rocas. Este argumento se sustenta en la observación de que, si el clima fuera el responsable con un mayor flujo de agua erosionando la roca, deberían observarse terrazas también al oeste de la falla, distribuidas a lo largo del río Achibueno; sin embargo, estas se encuentran exclusivamente al este de la falla Mesamávida.

Es por esto que las tasas de incisión pueden ser consideradas una buena aproximación de las tasas de alzamiento a los 36°S. Navarro (2023) determinó que las tasas de alzamiento en las cercanías del frente cordillerano son entre 0,18 y 0,45 mm/año mayores que en las zonas occidentales próximas al valle Central, respaldando la hipótesis de que el aumento de las tasas de incisión/alzamiento orientales tiene como causa el alzamiento del bloque colgante de la falla Mesamávida.

**Tabla 2.1: Edades de muestras OSL.** Se presentan las coordenadas del punto de extracción de muestras OSL, edades obtenidas y terraza. Información obtenida de Navarro (2023).

Coordenada E	Coordenada N	Edad (en años)	Terraza
275709	6015885	6.590 ± 505	Qt2
277735	6014843	23.260 ± 2.450	Qt5
284923	6003824	21.400 ± 1.715	Qt5
284956	6000377	43.390 ± 3.050	Qt6

Los parámetros clave para estimar el peligro sísmico de una falla activa son la tasa de deslizamiento y el intervalo de recurrencia de los terremotos. Aunque la cronología de la falla Mesamávida aún es limitada, se han obtenido las siguientes estimaciones preliminares: una tasa de deslizamiento de 0,58 m/ka (basando en depósitos aluviales de edad 14 ka, y una altura promedio de escarpe de ~4,7 m) e intervalos de recurrencia sísmica de 400 años para terremotos de  $M_w \sim 5,5$ , y de 4.000 años para terremotos de  $M_w \sim 7$  (Vega-Ruiz *et al.*, 2025).

### 3. METODOLOGÍA

La estrategia metodológica de esta tesis se compone de tres procesos esenciales. En primer lugar, se realiza el mapeo de terrazas fluviales mediante el software TerraceM, seguido de su verificación a través de perfiles transversales, y cálculo de tasas de deslizamiento geológicas a través de perfiles longitudinales al río Achibueno. En segundo lugar, se lleva a cabo la caracterización geométrica en profundidad de la falla Mesamávida con el uso de magnetotelúrica. Esto es importante para realizar estimaciones de tasas de deslizamiento que dependen directamente de la geometría establecida. En tercer lugar, se calculan las tasas de deslizamiento con el enfoque numérico STEPS (Hatem *et al.*, 2021) y se contrastan con los datos previamente obtenidos. Finalmente, se obtienen potenciales sismogénicos para la falla en base a las tasas de deslizamiento geológicas y modeladas.

#### 3.0 Revisión bibliográfica y *datasets*

Se realiza una revisión bibliográfica del *West Andean Thrust* a partir de los estudios de Armijo *et al.* (2010) y Estay *et al.* (2023), enfocados en las fallas San Ramón y Cariño Botado, respectivamente. La información geológica y estructural del sector de Achibueno y de la falla Mesamávida se obtiene a partir del trabajo de Vega-Ruiz *et al.* (2025). Los datos estructurales específicos para los 36°S fueron recopilados a partir del estudio en preparación de Espinoza *et al.* (in prep).

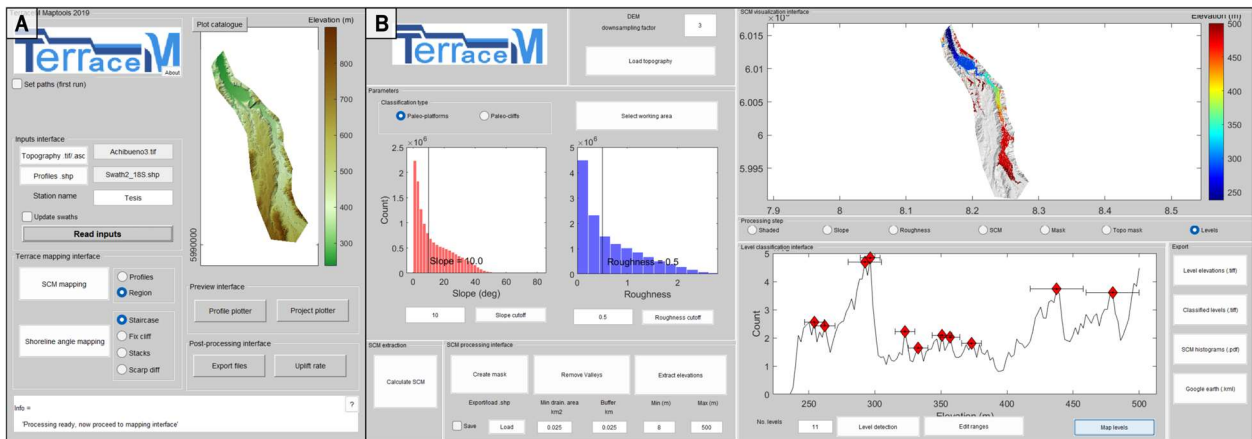
La revisión bibliográfica permitió obtener el DEM regional y el DTM de la zona, además de la información relativa de las terrazas fluviales y sus edades estimadas por datación OSL, siendo esto último proveniente de la tesis de Navarro (2023).

#### 3.1 Mapeo de terrazas fluviales

Las terrazas fluviales son morfoestructuras que, en el pasado, formaron parte del cauce activo de un río, pero que han sido abandonadas. Por ello, pueden utilizarse para obtener el tiempo en el que fueron abandonadas y comprender las causas que lo originaron (Merritts *et al.*, 1994).

En los últimos años, el acceso a información topográfica de alta resolución ha mejorado considerablemente, lo que ha permitido una mayor precisión en el análisis de morfologías y

procesos geomorfológicos, principalmente en la caracterización espacio-temporal de la deformación tectónica (Jara-Muñoz *et al.*, 2016). En este contexto, Jara-Muñoz *et al.* (2016) desarrollan TerraceM, una herramienta diseñada para analizar terrazas marinas y lacustres de grandes extensiones, pero que también puede aplicarse al estudio de terrazas fluviales, como las del río Achibueno. TerraceM se ejecuta en MATLAB, y requiere del complemento *Mapping Toolbox* para visualizar y exportar los archivos *shapefile* y desplegar el DEM de alta resolución. En la Figura 3.1 se presenta una vista del entorno de trabajo de la herramienta.



**Figura 3.1:** Vista del entorno de trabajo en TerraceM con datos de entrada y resultados. A) Carga del DTM y *Swath Profile* para generar el modelo SCM. B) Ingreso de variables para la obtención de las terrazas.

El procedimiento metodológico de TerraceM se divide en los siguientes pasos:

1. Carga del DTM (Modelo Digital del Terreno) de la zona y del perfil de franja (*Swath Profile*) (Figura 3.1A).
2. Edición del valor de la pendiente y rugosidad superficial. Para esta tesis, el valor de pendiente ingresado será de 5, y la rugosidad de 0,5. Estos parámetros fueron decididos al observar los histogramas (Figura 3.1B), los que indican una límite claro entre la cantidad de pixeles que presentan pendientes superiores e inferiores a 5, y de rugosidad superficial inferior y superior a 0,5.
3. Cálculo del Modelo de Clasificación de Superficies (SCM).
4. Creación de la máscara, lo que permite definir qué pixeles del DTM serán analizados.
5. Eliminación de los valles fluviales según el área mínima de drenaje y *buffer*. Para esta tesis, tanto el área mínima de drenaje como el *buffer* serán, en este caso, de 0,025.
6. Extracción de las elevaciones obtenidas.
7. Detección de niveles de terraza y edición de sus rangos. En este estudio se realizará la detección arbitraria de 11 niveles, con los parámetros de la Tabla 3.1. La elección de la

cantidad de niveles fue realizada únicamente como apoyo para el trazado manual de los polígonos, y no representa un número real de terrazas.

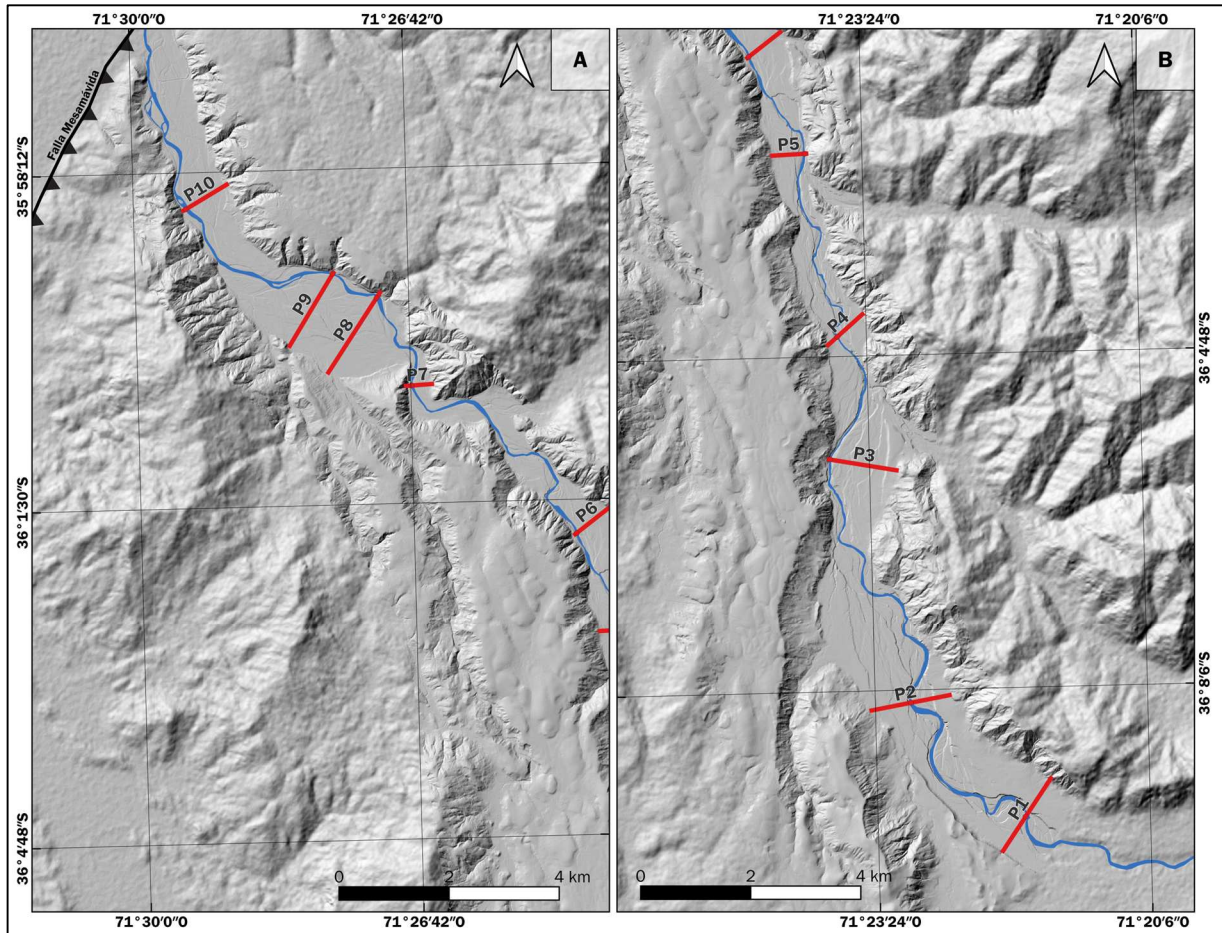
8. Exportación del archivo creado.

**Tabla 3.1: Tabla de edición de rangos en la detección de niveles.**

<b>Elevation</b>	<b>Count</b>	<b>Elevation range</b>	<b>Level</b>
254.1374	25633	30	1
262.1985	24324	15	2
292.4275	46917	30	3
296.4580	48354	15	4
322.6565	22282	30	5
332.7328	16422	15	6
350.8702	20957	20	7
356.9160	20254	15	8
373.0381	18029	15	9
437.5267	37338	45	10
479.8474	36083	45	11

Para corroborar la clasificación de las terrazas fluviales identificadas con TerraceM, se generarán perfiles transversales al río Achibueno. Estos se delimitarán en QGIS mediante el trazado de multilíneas, priorizando zonas en las que se han identificado múltiples niveles de terraza o donde existen dificultades en la diferenciación de estos niveles (Figura 3.2), con el objetivo de realizar una buena distinción de las terrazas.

Estas multilíneas, junto con el DTM, serán exportadas al software Global Mapper, donde se generarán los perfiles topográficos correspondientes. Para cada perfil, se determinarán nuevos niveles de terraza si es que la topografía tiene una diferencia de 5-10 m, tal como se observa en las Figuras 4.1 y 4.2.



**Figura 3.2:** Trazado de perfiles transversales sobre el DTM de la zona de Achibueno. En rojo están delineados los 10 perfiles. A) Sección norte del río Achibueno, se observa la falla Mesamávida en negro. B) Sección sur del río Achibueno.

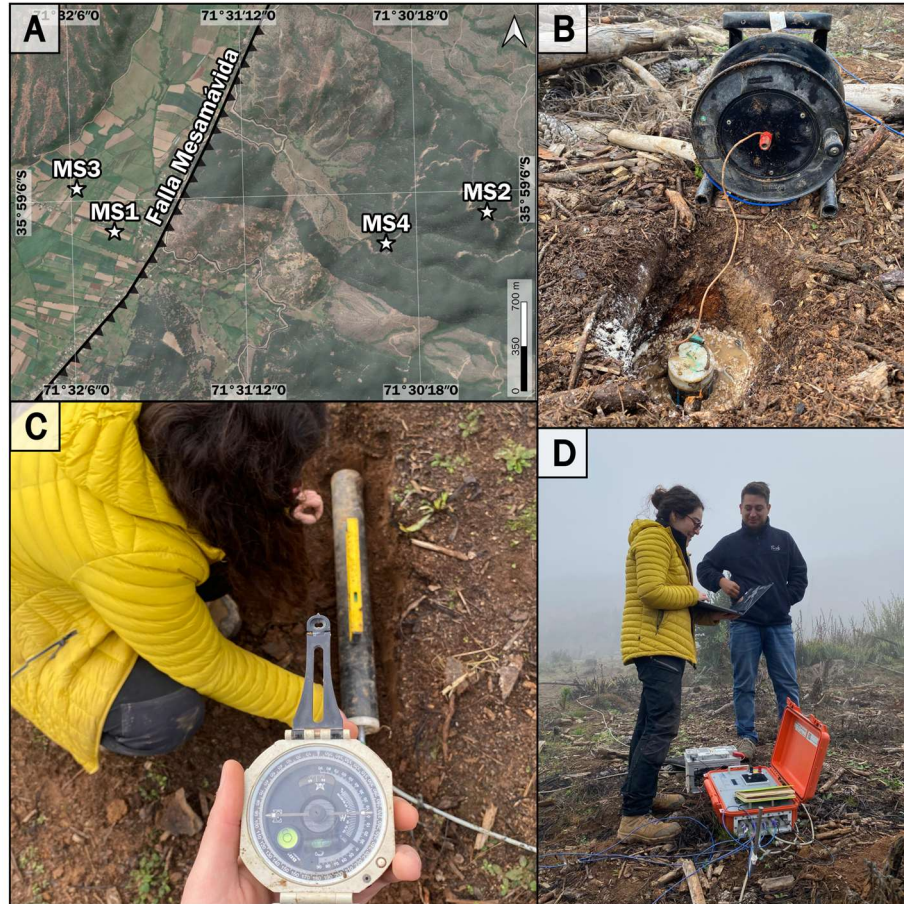
### 3.2 Caracterización geométrica de la falla en profundidad

El método magnetotelúrico utiliza los campos electromagnéticos naturales para investigar la estructura de la conductividad de la Tierra mediante la medición de las corrientes eléctricas inducidas en el subsuelo (Vozoff, 1991). Las variaciones temporales del campo magnético de la Tierra a frecuencias bajas (<1 Hz) son causados por la interacción del plasma solar con la ionósfera y magnetosfera, mientras que las variaciones a altas frecuencias (>1 Hz) se deben a la actividad global de tormentas eléctricas (Chave & Jones, 2012). La principal fortaleza de este método radica en su capacidad de exploración, desde niveles someros hasta grandes profundidades, sin requerir de fuentes de poder artificiales y con un impacto ambiental bajo o nulo. Sin embargo, su principal limitación es la dificultad para obtener datos confiables en zonas con alto ruido cultural electromagnético o en suelos donde la resistencia de contacto sea tan alta que no sea posible registrar las componentes eléctricas (Vozoff, 1991). Para minimizar el ruido eléctrico artificial

proveniente de cables de transmisión, carreteras y edificios, se seleccionan sitios alejados de estas fuentes para llevar a cabo las medidas (Asaue *et al.*, 2012).

Se realiza una visita a terreno en la localidad de Mesamávida, en la cual se utiliza el método magnetoteléurico en cuatro puntos (Figura 3.3A). En las mediciones realizadas en la localidad de Mesamávida, se utilizan cuatro electrodos no polarizables apuntando en las direcciones norte, sur, este y oeste, con un largo de dipolo de entre 20 y 40 m, los cuales miden el campo eléctrico. Estos electrodos se entierran en una base de bentonita y agua para realizar una medición graduada entre el suelo y el electrodo (Figura 3.3B). Además, se disponen tres bobinas de inducción (MFS07e), que son las encargadas de realizar la medición del campo magnético, en las direcciones NS, EW y vertical o Z (Figura 3.3C). Los electrodos y las bobinas se encuentran conectadas al ADU-07e de Metronix, equipo encargado de la adquisición de los datos (Figura 3.3D). En cada uno de los puntos medición se registraron las series de tiempo utilizando como frecuencia de muestreo 65.536, 16.384, 4.096 y 512 Hz, con el objetivo de obtener informaciones tanto superficiales como profundas.

A los datos obtenidos se les realizará un proceso de inversión mediante el software WinGLink (Rodi & Mackie, 2001), cuyo objetivo es obtener un modelo que minimice el *trade-off* entre ajuste y suavidad. Las variaciones de resistividad en los perfiles de modelos de resistividad eléctrica pueden deberse, entre otros factores, a la presencia de fallas que ponen en contacto formaciones geológicas con propiedades eléctricas distintas (Danda *et al.*, 2017). La utilización de los resultados de la magnetoteléurica tendrá como objetivo definir manteos de falla probables para poder calcular *slips* geológicos a partir de las terrazas previamente mapeadas, según la ecuación (3.1). Los *slips*, junto con la información de las edades OSL de las terrazas, permitirán calcular *slip rates* geológicos.



**Figura 3.3:** Vista a terreno de magnetotelúrica. A) Mapa de la zona. Las estrellas blancas corresponden a los puntos de medición MS1, MS2, MS3 y MS4. B) Electrodo no polarizable en mezcla de bentonita y agua. C) Orientación de la bobina E-W con brújula. Sobre la bobina de inducción se observa el nivel de color amarillo. D) Mediciones y toma de datos en ADU-07e de Metronix.

### 3.3 Cálculo de las tasas de deslizamiento geológicas

Realizado el mapeo de las terrazas, se puede calcular el deslizamiento acumulado, impuesto por la falla Mesamávida, que registra cada una de ellas. En lo sucesivo, se considerarán solo las terrazas que cuentan con edades OSL. En QGIS, se trazarán perfiles longitudinales al cauce en las zonas más cercanas a las dataciones de cada terraza o próximas a la traza de la falla (Figura 4.4), los cuales serán seleccionados por tener pendientes homogéneas, como se muestra en la Figura 4.6. Para cada perfil, se estimará el desplazamiento acumulado a lo largo del plano de falla, bajo los siguientes supuestos: (i) los cambios de altura entre terrazas representan íntegramente un componente tectónico, (ii) el desplazamiento ha sido puramente vertical, (iii) el ángulo de manto de la falla se mantiene constante, y (iv) la falla aflora en superficie. En este contexto, el

deslizamiento real sobre el plano de falla se obtendrá mediante la siguiente relación trigonométrica:

$$B = \frac{A}{\sin(M)} \quad (3.1)$$

Donde:

- $A$  es el desplazamiento vertical observado, es decir, la altura de la terraza respecto al cauce actual.
- $B$  es el deslizamiento acumulado sobre el plano de falla.
- $M$  es el ángulo de manteo de la falla (considerando valores de  $35^\circ$  y  $60^\circ$ ).

A partir de la ecuación (3.1), se obtendrán los desplazamientos acumulados mínimos y máximos de cada terraza, los cuales serán denominados *slips* geológicos. Para esto, se calcularán los promedios de 60 puntos de las zonas aguas abajo y aguas arriba de los perfiles longitudinales de cada terraza, lo cual es realizado porque no necesariamente en los sectores aguas abajo se tienen las zonas de menor elevación, y viceversa. Junto con sus respectivas edades, estos valores permitirán graficar las cajas de desplazamiento-tiempo (CDT) para cada terraza.

Con los deslizamientos acumulados promedio, se podrán calcular los *slip rates* geológicos promedio para ambos ángulos de manteo. El *slip rate* geológico se define como del deslizamiento promedio a lo largo de una falla, a partir de un marcador datado, como son las terrazas fluviales del río Achibueno.

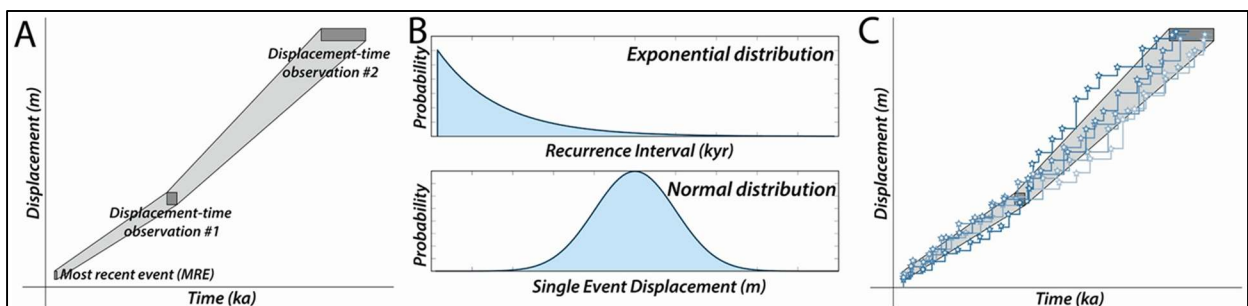
### 3.4 Cálculo de las tasas de deslizamiento con STEPS

Las tasas de deslizamiento en fallas suelen ser valores acumulados a partir de la edad de marcadores geológicos desplazados, es decir, calculadas a partir de una sola observación, por lo que no considera posibles variaciones que ocurran en el intervalo entre dos marcadores deformados. Para abordar esta limitación, Hatem *et al.* (2021) desarrollaron STEPS (*Slip Time Earthquakes Path Simulations*), un modelo escrito en MATLAB que aproxima trayectorias de desplazamiento a lo largo del tiempo (o trayectorias de terremotos), visualizadas como una sucesión de escalones generados por estructuras desplazadas y datadas. La metodología

implementada en STEPS corresponde a una solución numérica-analítica que genera una distribución en las trayectorias sísmicas a partir de distribuciones de desplazamientos de eventos individuales e intervalos de recurrencia, logrando reproducir posibles variaciones en el *slip rate* entre distintas observaciones geológicas.

Para un sitio específico a lo largo de la falla, los datos de entrada en los que se basa STEPS son: observaciones de desplazamiento-tiempo (en este caso, terrazas del río Achibueno), y distribuciones del intervalo de recurrencia y desplazamiento por evento individual (Figura 3.4A). En concreto, STEPS realiza 30.000 iteraciones para obtener 200 trayectorias sísmicas. Estas trayectorias se generan con valores de recurrencia (RI, *Recurrence Interval*) y desplazamiento (SED, *Single Event Displacement*) que son seleccionados aleatoriamente a partir de las distribuciones especificadas (Figura 3.4B), mediante un enfoque de simulación tipo Monte Carlo. Para que una trayectoria sea considerada exitosa, debe intersecar las tres cajas de datos de observación, correspondientes a las terrazas del río Achibueno (Figura 3.4C).

Con esta información, el enfoque STEPS genera múltiples trayectorias de terremotos que son consistentes con las mediciones de desplazamiento en el tiempo (Figura 3.4C). A partir de estos resultados se pueden obtener y calcular, por ejemplo, las tasas de deslizamiento a lo largo de las trayectorias de terremoto obtenidas (Hatem *et al.*, 2021).



**Figura 3.4: Diagramas esquemáticos de los datos de entrada y trayectorias sísmicas en STEPS.** A) Observaciones de desplazamiento-tiempo, incluyendo el evento más reciente (MRE). B) Distribuciones para desplazamientos de eventos individuales e intervalos de recurrencia exponenciales. C) Ejemplo de cinco trayectorias de terremotos hipotéticas que ajustan los datos de entrada. Extraído de Hatem *et al.* (2021).

Para la aplicación del enfoque STEPS, se realizó la construcción de cajas de desplazamiento-tiempo (CDT) para los desplazamientos inferidos a partir de las terrazas, con edades máximas y mínimas, determinadas mediante datación OSL, es decir,  $Qt_1$ ,  $Qt_2$  y  $Qt_3$  (Figura 4.7).

Para estimar el número de eventos sísmicos dentro de las simulaciones y la recurrencia, se utilizan las ecuaciones (3.2) y (3.3), en los cuales los valores de desplazamiento por evento (SED) fueron definidos con base en el intervalo reportado por Vega-Ruiz *et al.* (2025), correspondientes a 0,2-1,4 m. Adicionalmente, se incluyó un valor de *slip* levemente superior al rango reportado para explorar escenarios máximos de deslizamiento.

$$N = \frac{D_t}{SED} \quad (3.2)$$

$$RI = \frac{T_t}{N} \quad (3.3)$$

Donde:

- $N$  es el número de terremotos ocurridos en un intervalo de tiempo.
- $D_t$  es el desplazamiento vertical acumulado a lo largo de la falla.
- $SED$  es el deslizamiento por evento sísmico.
- $RI$  es el intervalo de recurrencia sísmica.
- $T_t$  es el tiempo total en el que se tienen observaciones.

Los datos ingresados en STEPS corresponderán, de esta forma, a los presentados en la Tabla 3.2.

**Tabla 3.2: Datos ingresados en STEPS por caso y ángulo de manteo asociado.**

	Caso 1		Caso 2	
	35° dip	60° dip	35° dip	60° dip
<b>SED (m/terremoto)</b>	0,80	0,80	1,50	1,50
<b>RI (ka)</b>	1,74	2,63	3,27	4,94

Posteriormente, se graficarán las tasas de deslizamiento modeladas de la falla en distintos intervalos de tiempo, para obtener variaciones en corto y largo plazo y, de esta forma, estudiar el comportamiento de la falla (Figura 4.10).

### 3.5 Cálculo del potencial sismogénico de la falla

Una vez inferidas las tasas de deslizamientos, estas pueden ser utilizadas para estimar el potencial sismogénico de la falla. Para esto se utilizarán las ecuaciones de estimación de magnitud de momento de Kanamori (1977) (ecuación 3.4, 3.5).

$$M_0 = \mu * A * S \quad (3.4)$$

$$M_W = \frac{2}{3} * \log_{10}(M_0) - 6,06 \quad (3.5)$$

Donde:

- $M_0$  es el momento sísmico del terremoto.
- $\mu$  es el módulo de rigidez del material, típicamente 30 GPa en la corteza continental.
- $A = L * W$  es el área de ruptura, L largo de la falla y ancho W.
- $S = s_r * T_e$  es el deslizamiento promedio ocurrido durante un terremoto, con *slip rate*  $s_r$  y tiempo transcurrido desde el último gran evento  $T_e$ .
- $M_W$  es la magnitud de momento del terremoto

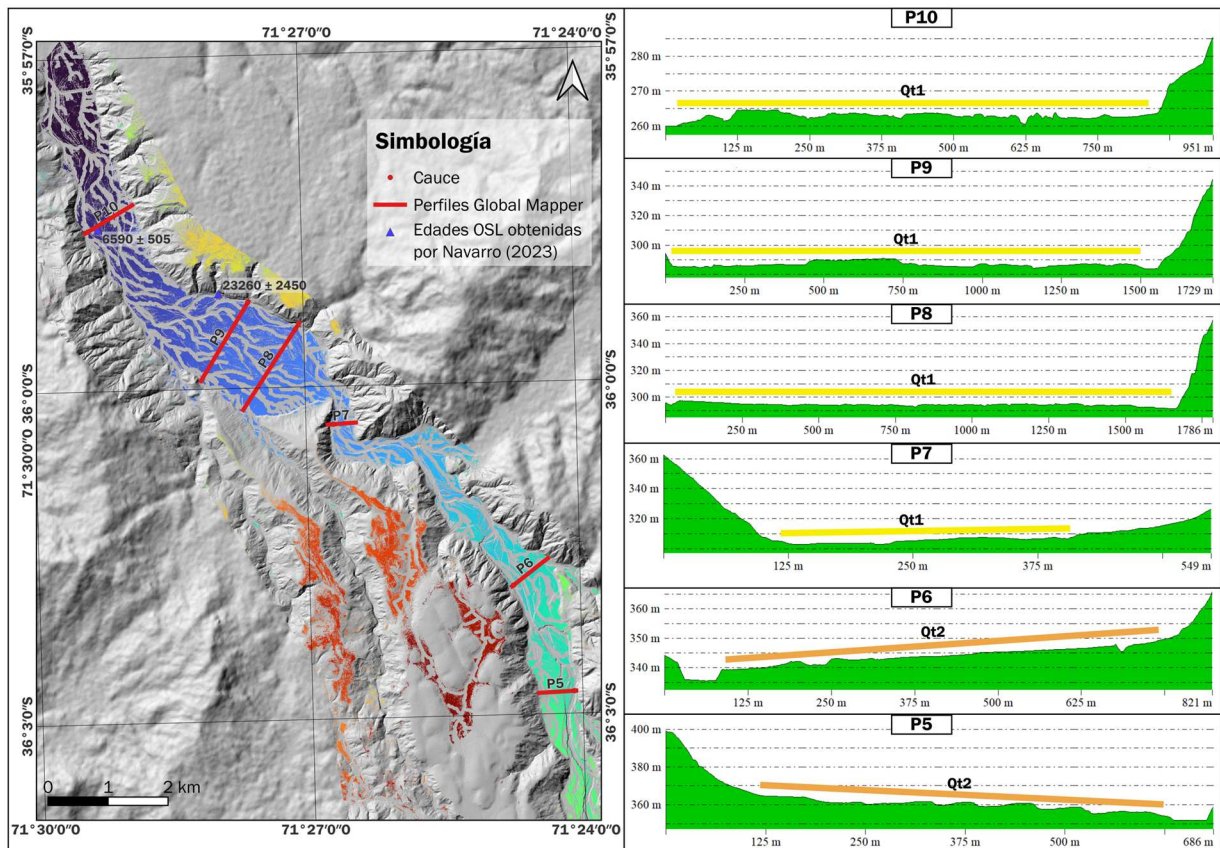
En el caso de Mesamávida, no es claro el largo real o representativo de la falla. Por ejemplo, el escarpe Mesamávida posee ~8 km de largo (Vega-Ruiz *et al.*, 2025), mientras que otros autores indican que la falla podría tener largos de 40 km (Contreras *et al.*, 2024). Con la finalidad de capturar todos los posibles escenarios, se implementarán valores de largo de la falla de 10, 20, 30 y 40 km, y asumiendo un ancho constante de 15 km, basándose en reportes hechos para la falla San Ramón (Armijo *et al.*, 2010). Además, los tiempos transcurridos en estudio serán de 3.500, 7.000 y 14.000 años, para, de esta manera, englobar los últimos eventos reportados por Vega-Ruiz *et al.* (2025), con una edad máxima de ~14 ka.

## 4. RESULTADOS

### 4.1 Mapeo de terrazas

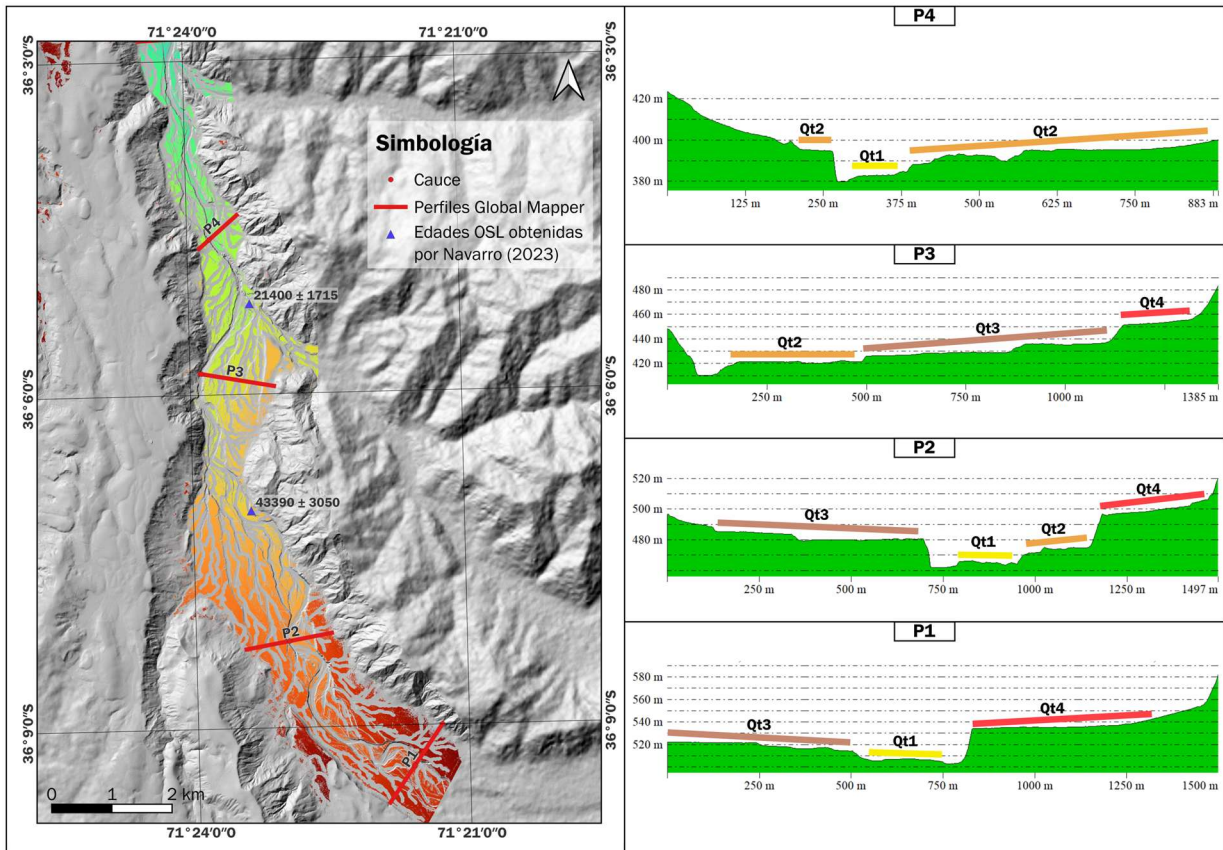
A partir del uso de Global Mapper para la visualización de los diez perfiles transversales al río Achibueno, trazados en QGIS en posibles zonas críticas, junto con las estimaciones de edades OSL de Navarro (2023), se identificaron cuatro terrazas fluviales, ordenadas de la más joven a la más antigua como Qt1, Qt2, Qt3 y Qt4 (Figura 4.1 y 4.2). En la Figura 4.1 se observan los polígonos generados por TerraceM para el sector norte del río Achibueno, mientras que en la Figura 4.2 se observan para el sector sur, y ambas figuras muestran, a la derecha, sus respectivos perfiles transversales al río generados con Global Mapper.

En la Figura 4.1 se identifican dos niveles de terraza: Qt1 y Qt2. La terrazas Qt1 y Qt2, en esta zona, tienen una altura promedio de  $\sim 5$  m y  $\sim 10$  m con respecto al cauce del río, respectivamente.



**Figura 4.1:** Terrazas fluviales identificadas por TerraceM y perfiles transversales para el sector norte del río Achibueno. Cada traza en línea roja del mapa tiene su respectivo perfil a la derecha, en el cual se observan los niveles de terraza identificados, Qt1 y Qt2.

En la Figura 4.2 se identifican cuatro niveles de terraza: Qt1, Qt2, Qt3 y Qt4, las cuales tienen alturas promedio de ~5 m, ~10 m, ~20 m, y ~40 m, respectivamente, en esta zona.



**Figura 4.2: Terrazas fluviales identificadas por TerraceM y perfiles transversales para el sector sur del río Achibueno.** Cada traza en línea roja del mapa tiene su respectivo perfil a la derecha, en el cual se observan los niveles de terraza identificados, desde Qt1 a Qt4.

Estas terrazas presentan características morfológicas típicas de terrazas *strath* o erosionales, las cuales son labradas por incisión directa en la roca y tienen coberturas sedimentarias menores a 5-10 m. Esto sugiere que su formación está principalmente asociada a procesos de incisión fluvial y alzamiento tectónico (Shyu *et al.*, 2006), como se observa en la Figura 4.3.



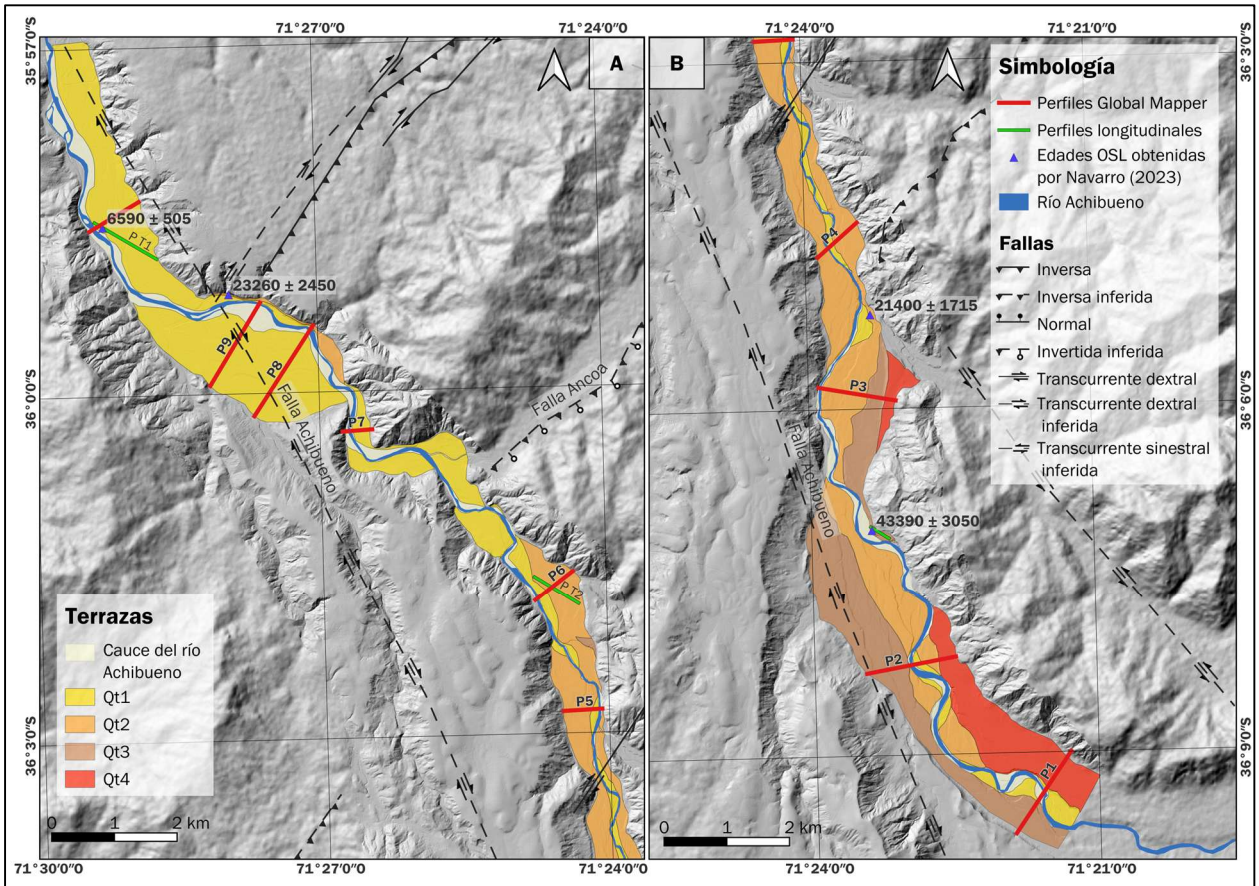
**Figura 4.3: Cobertura sedimentaria métrica en la terraza tipo *strath* Qt6 del río Achibueno. Identificada por Navarro (2023).**

Dentro de las observaciones principales obtenidas con los perfiles Global Mapper, se determinaron las alturas de las terrazas respecto al nivel actual del cauce, las cuales van desde los 2 m hasta los 40 m en las zonas de mayor elevación (Tabla 4.1). Además, por la estimación de edades por datación OSL de Navarro (2023), se calcularon las edades máximas y mínimas de las terrazas Qt1, Qt2 y Qt3, cuyos valores están representados en la Tabla 4.1. Qt2, en comparación con Qt1 y Qt3, presenta una mayor incertidumbre en sus edades mínima y máxima, ya que se tomaron como referencia los extremos de las dos edades OSL disponibles:  $21.400 \pm 1.715$  y  $23.260 \pm 2.450$ . Qt4 no fue utilizada para los análisis por la falta de información cronológica.

**Tabla 4.1: Edades y altura de las terrazas respecto al cauce.**

Terraza	Edad mínima	Edad máxima	Altura sobre el cauce
Terraza 1 (Qt1)	6.580	7.095	2 – 7 metros
Terraza 2 (Qt2)	19.685	25.710	10 – 15 metros
Terraza 3 (Qt3)	40.340	46.440	20 – 25 metros
Terraza 4 (Qt4)	No determinada	No determinada	35 – 40 metros

Con la información obtenida a partir de los perfiles y los polígonos delimitados por TerraceM (Figura 4.1 y 4.2), se trazaron las terrazas del río Achibueno, las cuales se observan en la Figura 4.4. En el sector norte (Figura 4.4A), afloran principalmente las terrazas más jóvenes: Qt1 ubicada en la zona más cercana a la traza de la falla, y Qt2 aguas arriba. Hacia el sur (Figura 4.4B), ya no se observa una secuencia clara de aparición por edad, ya que afloran Qt3 y Qt4 en conjunto.



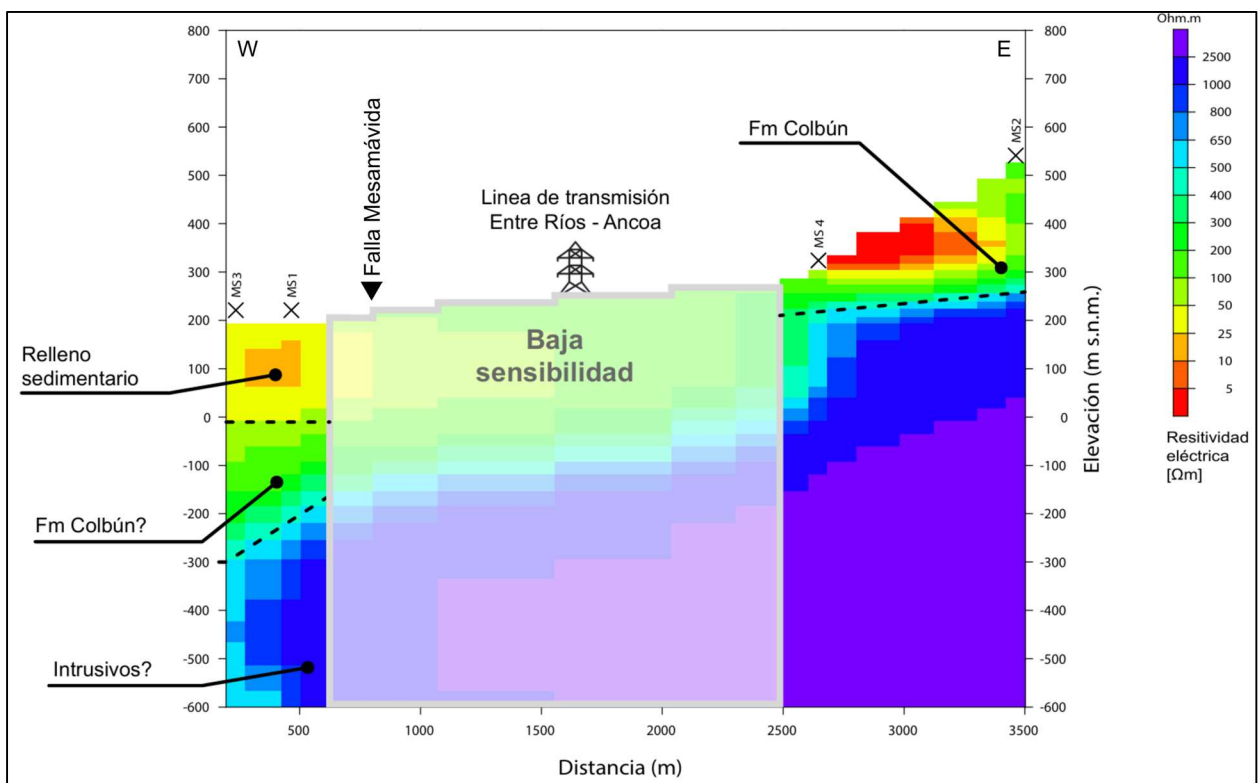
**Figura 4.4: Mapa de terrazas del río Achibueno.** Se observan estructuras de la zona a partir de los datos obtenidos de Espinoza *et al.* (in prep). A) Sector norte del río Achibueno, donde se observan los perfiles longitudinales de la terraza 1 y 2 (líneas verdes). B) Sector sur del río Achibueno, donde se muestra el perfil longitudinal de la terraza 3 (línea verde).

## 4.2 Geometría de la falla según magnetotelúrica

A partir de los datos obtenidos de las cuatro mediciones de magnetotelúrica realizadas en las estaciones de medición, se realizó un proceso de inversión. El modelo obtenido, que muestra las resistividades del subsuelo en un perfil de elevación y distancia (ambas en m), se presenta en la Figura 4.5.

En la Figura 4.5 se observa una topografía ascendente desde MS3 hacia MS2. Hacia el oeste, se observan resistividades menores, alcanzando valores cercanos a  $25 \Omega \cdot m$ , lo cual es correlacionable con rellenos sedimentarios (Palacky, 1987). En el sector este, en las zonas de mayor elevación, también se identifican sectores de resistividades muy bajas, del orden de  $10 \Omega \cdot m$ , correspondientes a artefactos asociados a mediciones en áreas con mayor altura que las estaciones (MS4), o en sectores en los que el cono de medición no alcanza a medir (MS2). En todo

el perfil, a mayores profundidades, se visualiza un cambio de colores desde verde (resistividades cercanas a  $200 \Omega \cdot m$ ) a azul (valores en torno a  $1.000 \Omega \cdot m$  o superiores), lo que indica un aumento progresivo en la resistividad con la profundidad. Este incremento podría estar dado por la presencia de intrusivos, como el Batolito Santa Gertrudis-Bullileo. Por su parte, las resistividades de  $200 \Omega \cdot m$  podrían corresponder a la Formación Colbún, de acuerdo con los rangos reportados para rocas sedimentarias (Palacky, 1987). Además, se observa que tanto el posible intrusivo como la Formación Colbún presentan un desplazamiento vertical en el sector este en comparación con el oeste.

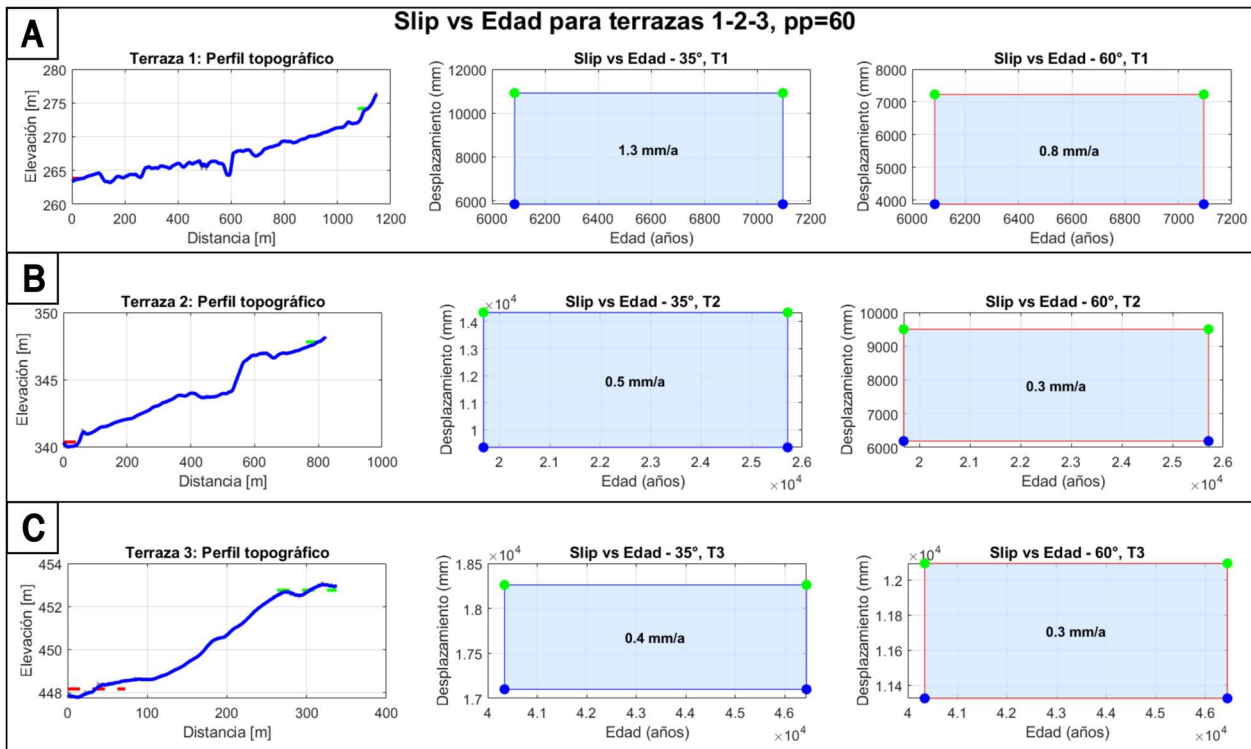


**Figura 4.5: Modelo de resistividades del suelo para la localidad de Mesamávida.** Las cruces negras representan las ubicaciones de las estaciones de medición (Figura 3.3A). Los colores indican los valores de resistividades en  $\Omega \cdot m$ , desde rojo ( $< 10 \Omega \cdot m$ ), hasta azul ( $> 1.000 \Omega \cdot m$ ).

Considerando que los resultados de las mediciones de magnetotelúrica no son los esperados, ya que la línea de transmisión impidió realizar mediciones en zonas cercanas a la falla, no fue posible identificar una zona de daño ni señalar claramente una geometría de falla. Por lo tanto, se utilizarán los valores de manto reportados por Espinoza *et al.* (in prep.).

### 4.3 Tasas de deslizamiento geológicas

Utilizando la ecuación (3.1), se estimaron los desplazamientos máximos y mínimos para cada terraza, en las zonas donde se trazaron los perfiles longitudinales (Figura 4.4). Los perfiles longitudinales anteriormente mencionados se observan en la Figura 4.6, los cuales presentan zonas de elevación máximas y mínimas promedio en color verde y rojo, respectivamente. Los valores de desplazamiento mínimos y máximos obtenidos, a partir de los cuales se generan las CDT (Figura 4.6), se presentan en la Tabla 4.2.



**Figura 4.6:** Perfiles longitudinales topográficos, CDT y *slip rates* geológicas para cada terraza. Los perfiles longitudinales presentan el promedio de los 60 puntos iniciales y finales, en líneas segmentadas rojas y verdes, respectivamente. Para cada terraza se grafican las CDT, considerando un manteo de 35° y 60°. Dentro de las CDT se encuentran los *slip rates* geológicos calculados para cada caso. A) Perfil longitudinal de ~1200 m para Qt1, gráficos CDT (ángulos de manteo: 35° y 60°). B) Perfil longitudinal de ~800 m para Qt2, gráficos CDT (ángulos de manteo: 35° y 60°). C) Perfil longitudinal de ~350 m para Qt3, gráficos CDT (ángulos de manteo: 35° y 60°).

**Tabla 4.2: Desplazamientos máximos y mínimos para Qt1, Qt2 y Qt3, considerando ángulos de manto de 35° y 60°.**

	Qt1		Qt2		Qt3	
	35° dip	60° dip	35° dip	60° dip	35° dip	60° dip
<b>Desplazamiento mínimo</b>	5,84	3,87	9,34	6,18	17,1	11,32
<b>Desplazamiento máximo</b>	10,91	7,22	14,34	9,50	18,26	12,09

En la Tabla 4.2 se observa que el desplazamiento menor corresponde a Qt1, y el mayor a Qt3. Además, los desplazamientos con valores más bajos, tanto para los mínimos o máximos de cada terraza, están asociados a un ángulo de manto de 60°.

Calculando el promedio de los valores de desplazamiento, junto con los promedios de las edades de las terrazas, se obtienen los *slip rates* geológicos, o tasas de deslizamiento geológicas de la falla. Estos valores fueron calculados en la Figura 4.6, y están representados en la Tabla 4.3.

**Tabla 4.3: Valores de *slip rates* geológicos calculados para cada terraza.**

	35° de dip	60° de dip
<b>Qt1</b>	1,3 mm/a	0,8 mm/a
<b>Qt2</b>	0,5 mm/a	0,3 mm/a
<b>Qt3</b>	0,4 mm/a	0,3 mm/a

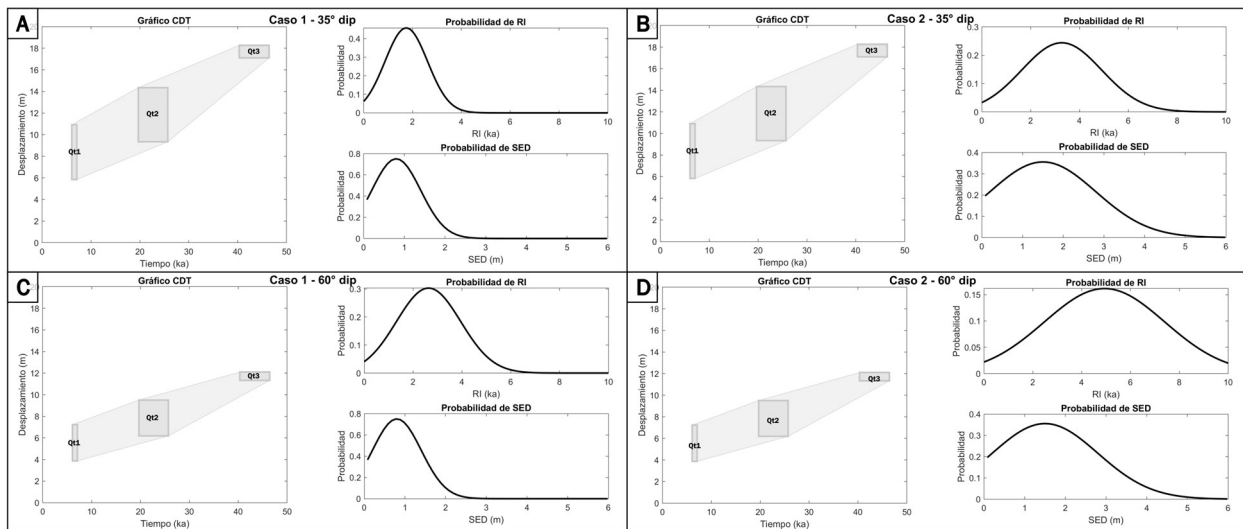
Según lo observado en la Tabla 4.3, los valores de *slip rates* geológicos de Qt1 son mucho más altos que los de Qt2 y Qt3, los cuales tienen valores entre 0,3 y 0,5 mm/a. También se observa que las tasas de deslizamiento geológicas para los casos con ángulo de manto de 35° es superior a los que tienen 60°.

#### 4.4 Resultados de STEPS

A partir de las ecuaciones (3.1), (3.2) y (3.3), se obtienen las cajas de desplazamiento-tiempo (CDT) para las terrazas Qt1, Qt2 y Qt3, representadas como cuadrados grises en la Figura 4.7. Estas cajas fueron construidas a partir de los desplazamientos (Tabla 4.2), y de las edades máximas

y mínimas obtenidas por OSL (Tabla 4.1). En todos los casos, las edades de las terrazas permanecen constantes, mientras que los desplazamientos varían según el ángulo de manto utilizado ( $35^\circ$  o  $60^\circ$ ).

Asimismo, se incluyen dos gráficos de distribuciones normales por caso, que muestran las probabilidades de recurrencia de terremoto (RI, en ka) y probabilidades de desplazamiento por evento (SED, en m). Los casos, ambos expuestos en la Tabla 3.2, se definieron en función de los intervalos de SED reportados por Vega-Ruiz *et al.* (2025), y de los posibles ángulos de manto de la falla. En el caso 1, ambas distribuciones poseen menores desviaciones estándar que el caso 2, tanto para RI (intervalo de recurrencia) como para SED (deslizamiento por evento sísmico), por lo que las probabilidades de obtener valores cercanos a la media en ambas variables serán mayores en el primer caso.

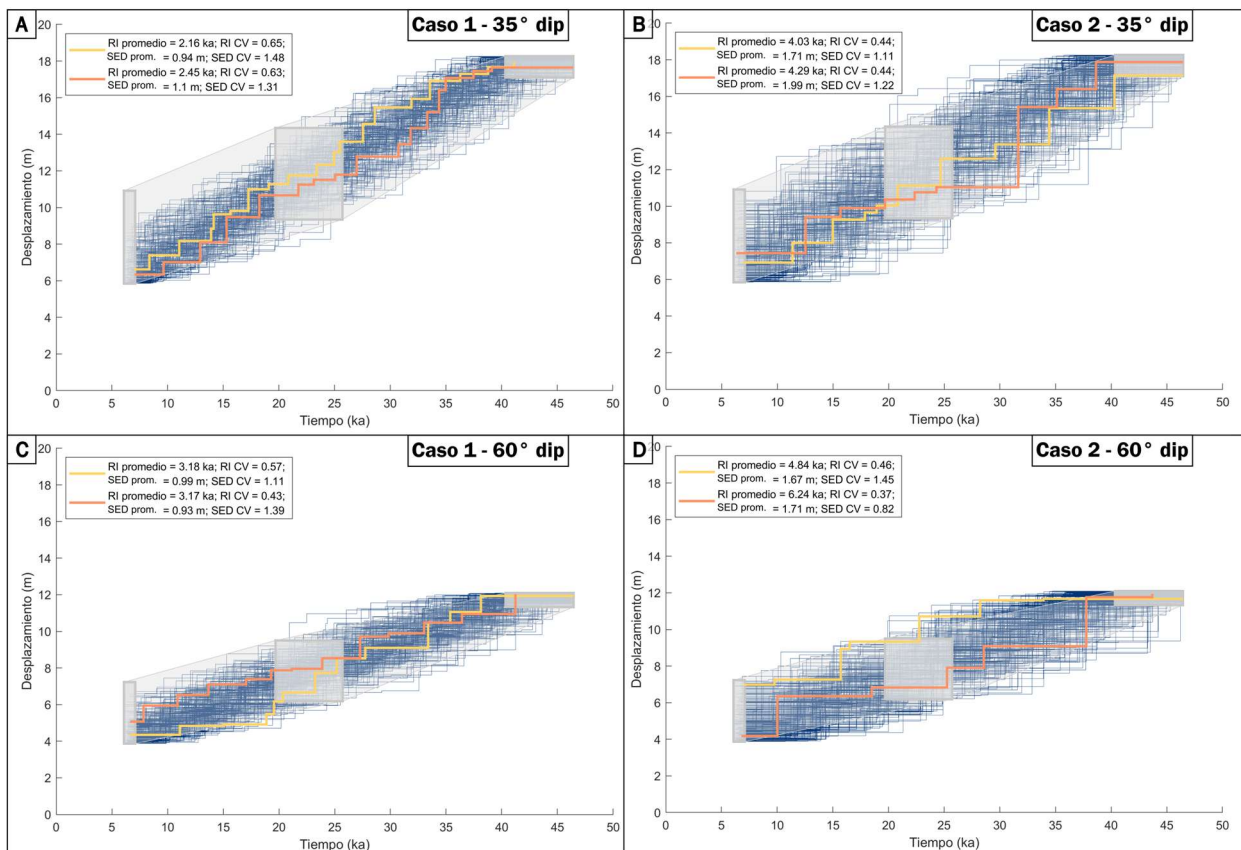


**Figura 4.7: Datos preliminares de STEPS.** En cada gráfico se observan, en cuadrados grises, las cajas desplazamiento-tiempo de cada terraza, Qt1, Qt2 y Qt3. Para cada caso se grafica una curva de distribución normal con las probabilidades de RI y SED. A) Gráfico CDT para el caso 1 con un ángulo de *dip* de  $35^\circ$ . El promedio de las probabilidades de RI y SED son de 1,7 y 0,8, respectivamente. B) Gráfico CDT para el caso 2 con un ángulo de *dip* de  $35^\circ$ . El promedio de las probabilidades de RI y SED son de 3,2 y 1,5, respectivamente. C) Gráfico CDT para el caso 1 con un ángulo de *dip* de  $60^\circ$ . El promedio de las probabilidades de RI y SED son de 2,6 y 0,8, respectivamente. D) Gráfico CDT para el caso 2 con un ángulo de *dip* de  $60^\circ$ . El promedio de las probabilidades de RI y SED son de 4,9 y 1,5, respectivamente.

A partir de las probabilidades graficadas en la Figura 4.7, se extraen desplazamientos y recurrencias aleatorias para cada evento desde las áreas bajo la curva. Esto permite construir las 200 trayectorias sísmicas de la Figura 4.8, que representan el historial sísmico acumulado por caso.

Todas las trayectorias intersecan las tres CDT, lo que garantiza su consistencia con los *slip rates* geológicos.

En cada gráfico se destacan los promedios de RI y SED para la primera trayectoria (línea amarilla), y el promedio de todas las generadas (línea naranja). Se indica además el coeficiente de variación (CV) para cada parámetro, definido como la razón entre la desviación estándar y el promedio, el cual permite evaluar la dispersión relativa de los valores simulados. En este sentido, valores altos de CV implican una mayor variabilidad o incertidumbre en RI o SED.

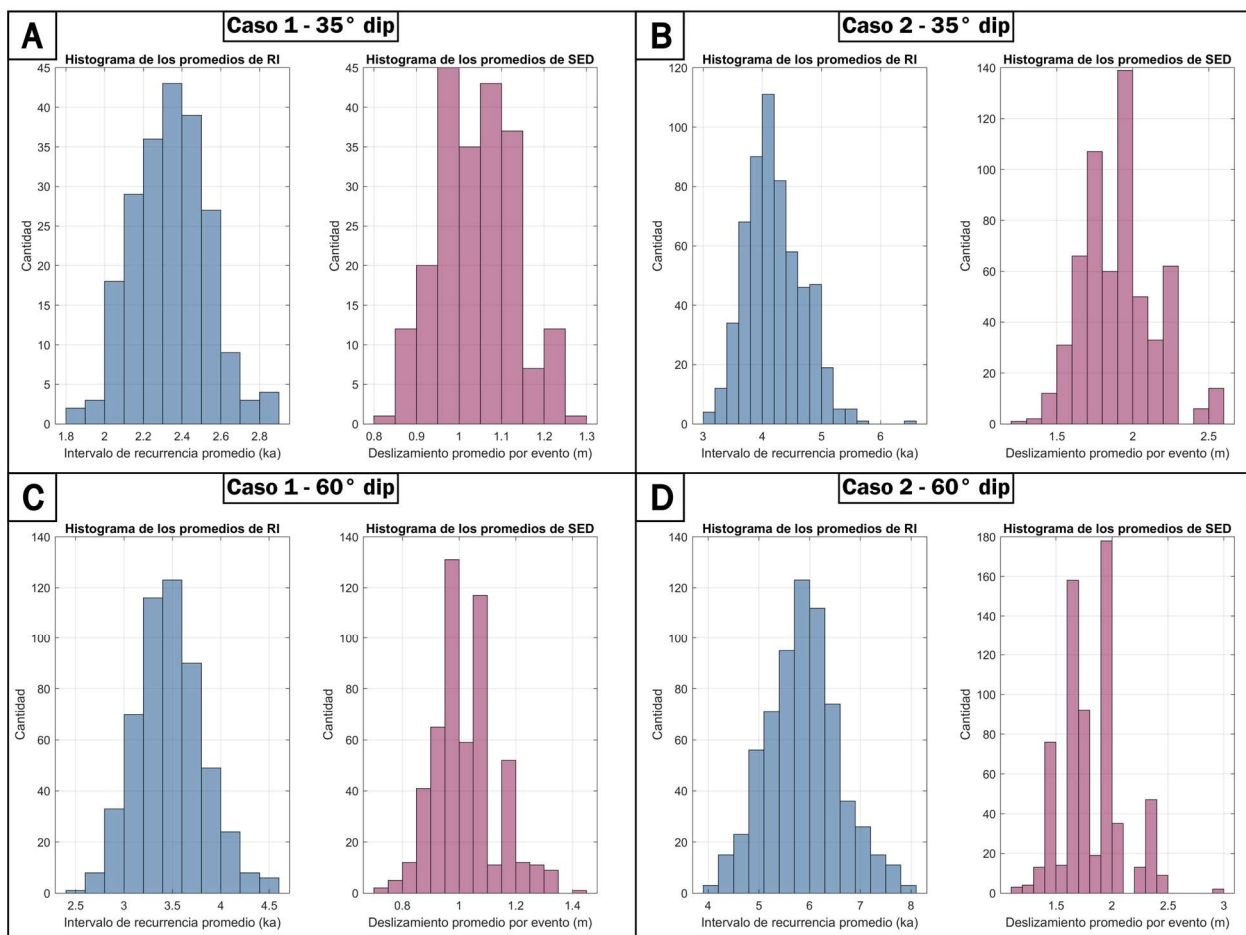


**Figura 4.8:** Gráfico de 200 trayectorias sísmicas. Primer *output* generado por STEPS. En cuadrados grises se ve el desplazamiento-tiempo de cada terraza, las cuales son, en orden temporal, Qt1, Qt2 y Qt3. En líneas azules se encuentran las 200 trayectorias generadas según desplazamientos y tiempos aleatorios. En líneas amarillas y naranjas se observan la primera trayectoria generada y el promedio de todas las trayectorias, respectivamente. A) Caso 1 con un ángulo de *dip* de 35°. B) Caso 2 con un ángulo de *dip* de 35°. C) Caso 1 con un ángulo de *dip* de 60°. D) Caso 2 con un ángulo de *dip* de 60°.

En el caso 1, las trayectorias tienden a mostrar menores desplazamientos por evento y mayores recurrencias (Figuras 4.8A y 4.8C), mientras que en el caso 2 se observa el patrón opuesto, con menor cantidad de eventos sísmicos por trayectoria, pero un mayor desplazamiento por cada uno

(Figuras 4.8B y 4.8D). Además, se observa que los CV son mayores en el caso 1 que en el caso 2, y en un ángulo de manto de  $35^\circ$  en comparación con el de  $60^\circ$ , tanto para el RI como SED.

Aunque en la Figura 4.7 se visualizan las curvas de mayor probabilidad para RI y SED, estas no representan directamente los rangos de valores que satisfacen las trayectorias que cruzarán exitosamente todas las CDT. Para eso, se calculan histogramas con todos los valores que cumplen con las CDT, los que corresponden a valores más representativos del estudio, y se exponen en la Figura 4.9.



**Figura 4.9: Histogramas de promedios de recurrencia y deslizamiento para cada caso.** Los gráficos azules representan los histogramas de intervalos de recurrencia de RI, en ka, y los rosados los histogramas de deslizamiento promedio por evento, en m. A) Caso 1 con un ángulo de *dip* de  $35^\circ$ . B) Caso 2 con un ángulo de *dip* de  $35^\circ$ . C) Caso 1 con un ángulo de *dip* de  $60^\circ$ . D) Caso 2 con un ángulo de *dip* de  $60^\circ$ .

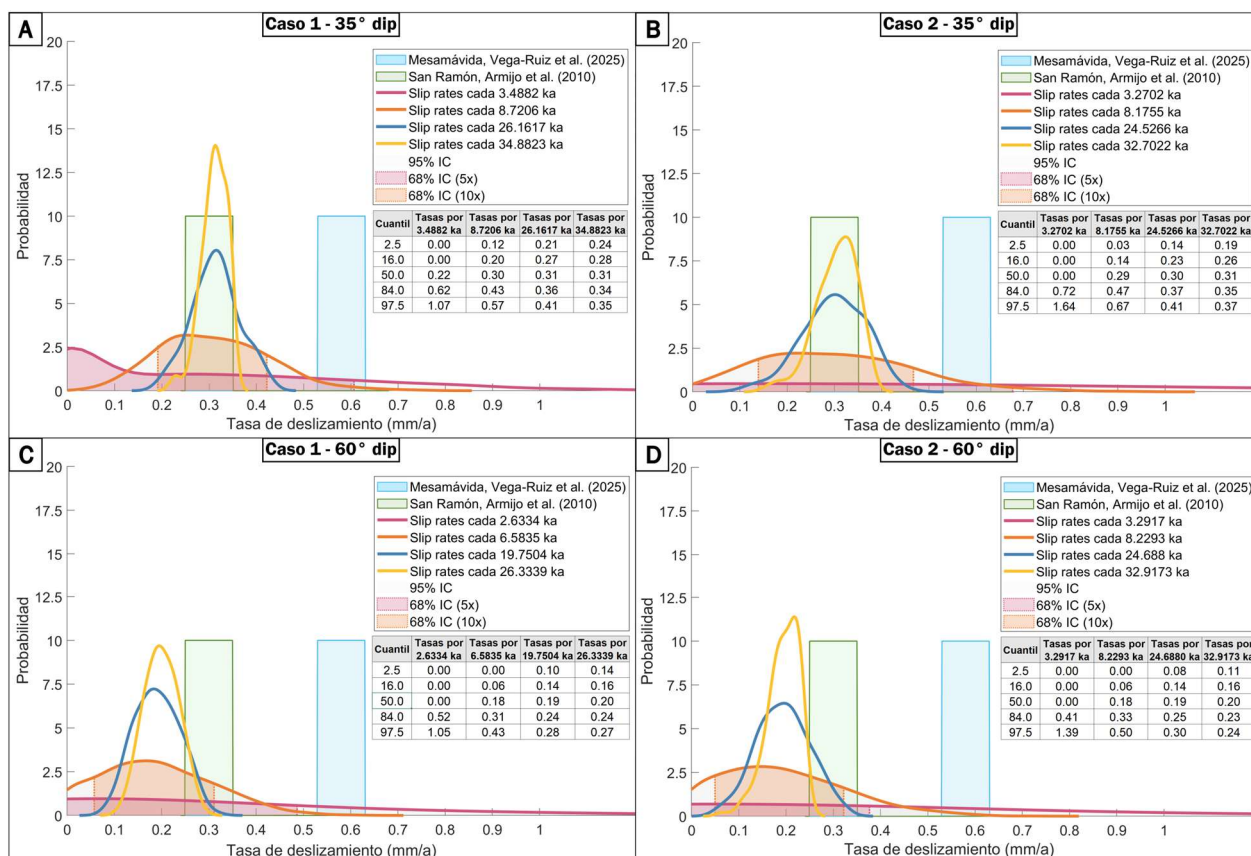
En la Figura 4.9A y 4.9C, se observan diferencias en los intervalos con mayor densidad de datos para RI: entre 2,1-2,6 ka para el caso 1 (35°), y 3,0-3,8 ka para el caso 1 (60°). En ambos casos, los deslizamiento por evento se concentran entre 0,9-1,1 m. Ocurre algo similar con el caso 2 (Figuras 4.9B y 4.9D), donde los intervalos de recurrencia son de 3,5-5,0 ka, y 4,7-6,5 ka, respectivamente, mientras que los SED varían entre 1,7-2,1 m. Por lo tanto, el caso 1 presenta mayores recurrencias de terremoto y el caso 2 presenta los mayores deslizamientos promedio.

A partir de las trayectorias mostradas en la Figura 4.8, se calcularon las tasas de deslizamiento en ventanas de tiempo de distinta duración (desde ~3 ka hasta ~35 ka) con el fin de evaluar como varía la estimación del *slip rate* según la escala temporal del análisis (Figura 4.10). Los intervalos cortos, que abarcan tramos reducidos del historial sísmico, permiten detectar fluctuaciones asociadas a periodos de baja actividad sísmica y a la ocurrencia de grandes terremotos, ya que cualquier evento individual influye mucho en el valor calculado de *slip rate*. Por otro lado, los intervalos más largos promedian los valores de deslizamiento altos y bajos, reflejando una tasa más estable en la escala de decenas de miles de años, dando lugar a curvas concentradas en torno a un valor promedio.

En la Figura 4.10, cada curva de densidad representa la distribución de *slip rates* obtenida para cada ventana temporal. Las curvas rosada, naranja, azul y amarilla corresponden, respectivamente, a las ventanas más cortas hasta las más largas. La diferencia en los valores de las ventanas temporales en las Figuras 4.10A-D, se debe a la variación en los intervalos de recurrencia (RI) obtenidos a partir de los desplazamientos por evento (SED) y ángulo de manteo de falla (35° y 60°) para cada caso. En la misma figura se incluyen los intervalos de confianza de las curvas de tramos temporales menores, los valores reportados por Vega-Ruiz *et al.* (2025) para la falla Mesamávida, y por Armijo *et al.* (2010) para la falla San Ramón, así como los cuartiles de cada distribución de tasas de deslizamiento.

Los cuartiles resumen la posición y dispersión de la mayor parte de los datos, permitiendo identificar donde se concentra el 50% central de las simulaciones, o el *slip rate* característico para cada escenario. Estos parámetros permiten comparar de forma directa distintos casos y escalas

temporales, y evaluar si la falla presenta una tendencia a concentrar sus tasas en valores estables, o si existe una mayor dispersión asociada a fluctuaciones en la actividad sísmica.



**Figura 4.10: Tasas de deslizamiento según distintos intervalos de tiempo.** Las curvas de densidad corresponden a ventanas crecientes de análisis (rosada, naranja, azul y amarilla). Se incluyen como referencia, en distribución uniforme, los *slip rates* estimados de la falla San Ramón (Armijo *et al.*, 2010), y de Mesamávida (Vega-Ruiz *et al.*, 2025). A) Caso 1, *dip* de 35°. B) Caso 2, *dip* de 35°. C) Caso 1, *dip* de 60°. D) Caso 2, *dip* de 60°.

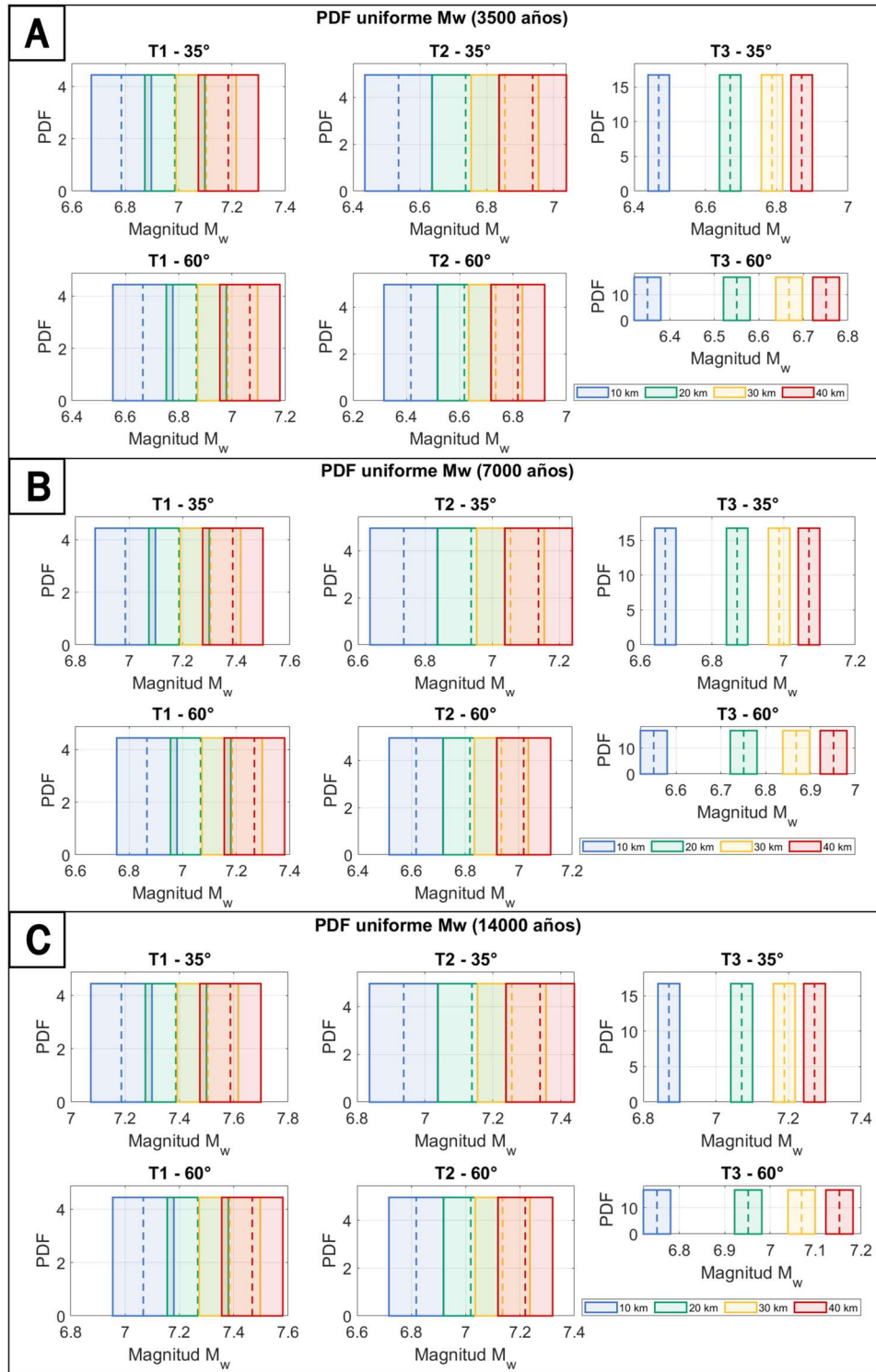
Como se había explicado anteriormente, en la Figura 4.10 se observa que las curvas correspondientes a intervalos temporales más cortos presentan mayor dispersión y amplitud, debido a que la ocurrencia de eventos sísmicos individuales influye más en los valores de *slip rate* cuando se consideran tramos de tiempo reducidos, lo que se traduce en una mayor variabilidad en dichas curvas. Por el contrario, las curvas de intervalos más largos, que reflejan un promedio de las tasas de deslizamiento, tienden a concentrarse en torno valores promedio. En la Figura 4.10, los valores promedio son cercanos a 0,3 mm/a, para el *dip* de 35° (Figura 4.10A-B), y de 0,2 mm/a, para el *dip* de 60° (Figura 4.10C-D), tal como se observa en la tabla de cuantiles en los intervalos temporales medios y grandes.

#### 4.5 Potencial sismogénico de la falla

Finalmente, utilizando las ecuaciones (3.4) y (3.5), y la curva de color azul de la Figura 4.10 (correspondiente a un intervalo temporal de duración intermedia ( $\sim 20$  ka), representativo de la variabilidad a mediano plazo), se calcula la función de densidad de probabilidad para la magnitud de momento. Este cálculo se hizo considerando largos de falla de 10, 20, 30 y 40 km de largo, y tiempos desde el último gran evento de 3.500, 7.000 y 14.000, respectivamente (Figura 4.11 y 4.12).

El modelo asume que la falla ha acumulado deformación de manera constante desde el último gran sismo. De esta forma, los resultados permiten explorar magnitudes sísmicas posibles si toda esa energía se liberara en un único evento. Las curvas resultantes se muestran en las Figura 4.11 y 4.12, correspondientes a las estimaciones del *slip rate* geológico y modelado. En ambas figuras, los colores azul, verde, amarillo y rojo indican largos de falla de 10, 20, 30 y 40 km, respectivamente.

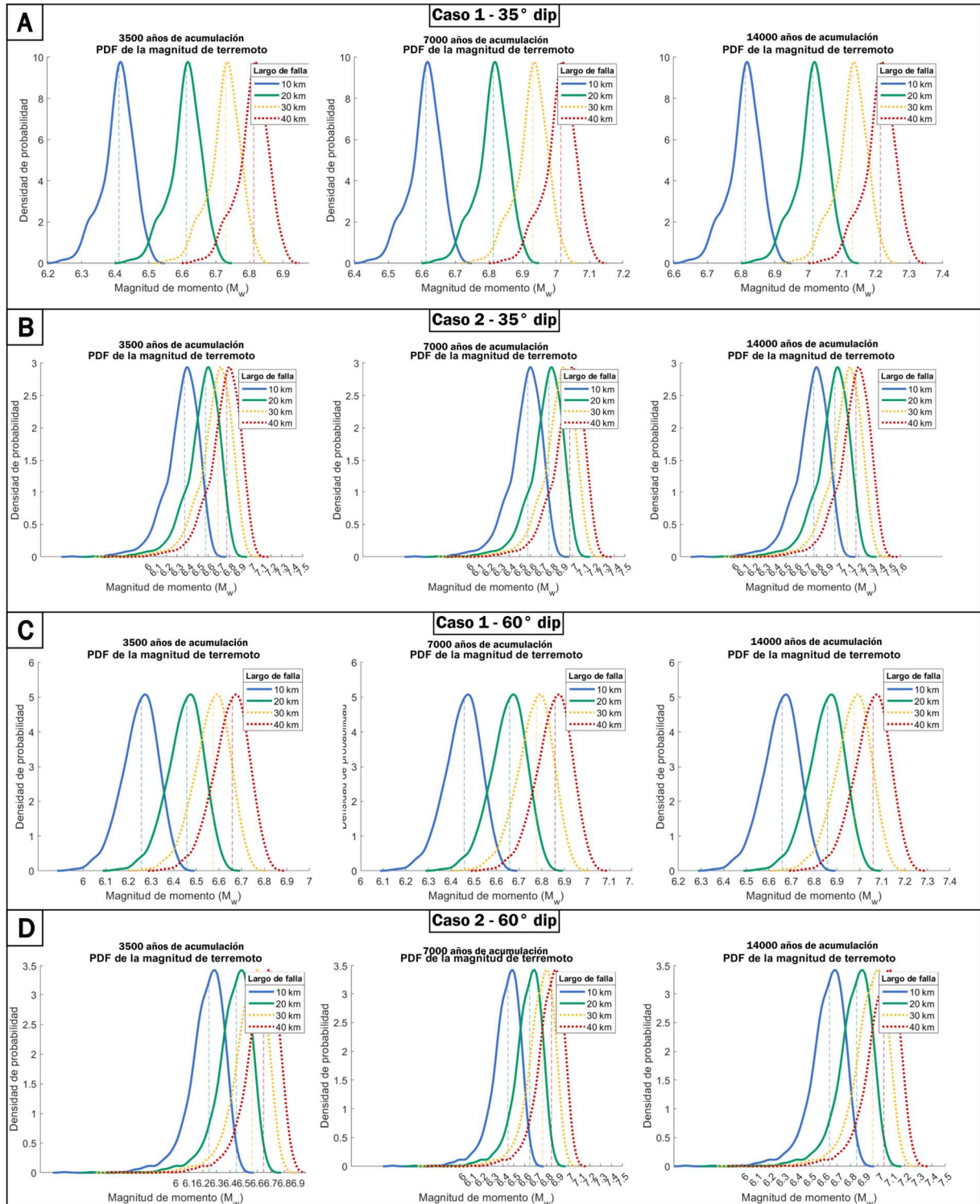
En la Figura 4.11, correspondiente a los potenciales de magnitudes de momento estimados a partir de tasas de deslizamiento geológicas, se observa que los mayores valores están asociados con el *slip rate* derivado de la terraza Qt1, para todas las edades de acumulación de energía, tanto para los ángulos de manteo de falla de  $35^\circ$  como de  $60^\circ$ . Luego, le siguen los valores de Qt2, y, en último lugar Qt3, lo que indica que las terrazas más jóvenes tienen un mayor potencial sismogénico. Por ejemplo, en la Figura 4.11A, para un ángulo de manteo de  $35^\circ$  y un largo de falla de 10 km, Qt1 alcanza una magnitud estimada de  $\sim 6,8$ , mientras que Qt2 y Qt3 alcanzan valores de  $\sim 6,55$  y  $\sim 6,45$ , respectivamente. También se observa que los potenciales de magnitud aumentan al disminuir el ángulo de manteo; para el mismo caso, la magnitud estimada es de  $\sim 6,8$  para  $35^\circ$  y de  $\sim 6,65$  para  $60^\circ$ . Finalmente, los potenciales sismogénicos aumentan con el tiempo de acumulación, por lo que son mayores para 14.000 años, y menores para 3.500 años.



**Figura 4.11:** Estimación de posibles magnitudes para *slip rates* geológicos con acumulación de energía en 3.500, 7.000 y 14.000 años. En cada caso, las curvas representan largos de falla, siendo los colores azul, verde, amarillo y rojo, correspondientes a 10, 20, 30 y 40 km, respectivamente. A) Para 3.500 años de acumulación. B) Para 7.000 años. C) Para 14.000 años. Cada panel incluye estimaciones para las terrazas Qt1, Qt2 y Qt3, y ángulos de 35° y 60°.

En la Figura 4.12, que muestra resultados basados en los *slip rates* modelados, se observa que para un ángulo de  $35^\circ$ , las diferencias entre los casos 1 y 2 son pequeñas. Por ejemplo, para una longitud de 10 km y 3.500 años de acumulación, se tienen magnitudes de  $\sim 6,41$  y  $\sim 6,39$  en los casos 1 y 2, respectivamente (Figura 4.12A y 4.12B). Esto se explica porque los *slip rates* obtenidos para el caso 1 son levemente superiores al caso 2 en la Figura 4.10. Al comparar los potenciales sismogénicos entre ángulos distintos para un mismo caso, se ven diferencias un poco más evidentes: para un ángulo de  $35^\circ$  se obtienen magnitudes mayores que para  $60^\circ$ . Por ejemplo, en las Figuras 4.12B y 4.12D, para un largo de falla de 10 km y 3.500 años de acumulación, se obtienen magnitudes de  $\sim 6,375$  y  $\sim 6,25$  para  $35^\circ$  y  $60^\circ$ , respectivamente. Así, las principales variaciones se relacionan más al ángulo de manteo que con los valores de SED y RI de los casos analizados.

En todos los escenarios, la magnitud del evento aumenta con la longitud de la falla, y con el tiempo transcurrido desde el último evento. Por ejemplo, para una falla de 10 km, las magnitudes posibles oscilan entre 6,2-6,4 (mínima), y 6,6-6,8 (máxima), teniendo en cuenta todos los casos. Para una falla de 40 km, por su parte, los rangos aumentan entre 6,6-6,8, y 7,0-7,2, respectivamente.



**Figura 4.12:** Estimación de posibles magnitudes para *slip rates* modelados con acumulación de energía en 3.500, 7.000 y 14.000 años. En cada caso, las curvas representan largos de falla, siendo los colores azul, verde, amarillo y rojo, correspondientes a 10, 20, 30 y 40 km, respectivamente. A) Caso 1, *dip* de 35°. B) Caso 2, *dip* de 35°. C) Caso 1, *dip* de 60°. D) Caso 2, *dip* de 60°.

## 5. DISCUSIÓN

### 5.1 Tasas de deslizamiento geológicas

Las terrazas del río Achibueno identificadas en esta tesis son cuatro: Qt1, Qt2, Qt3 y Qt4. Sin embargo, Navarro (2023), al estudiar la misma zona, identifica siete terrazas principales. Esta diferencia se debe a los criterios utilizados en cada tesis para delimitar los polígonos en los softwares. Mientras que Navarro (2023) usa diferencias en alturas de las terrazas de 2-5 m para definir un nuevo nivel de terraza, en este estudio se aplica un umbral mínimo de 5-10 m, con el fin de evitar la sobreestimación del número de terrazas. Esta decisión metodológica busca priorizar la identificación de niveles bien diferenciados, incluso a costa de reducir el número total de terrazas reconocidas. Además, el propósito también varía: Navarro (2023) las utiliza para calcular el alzamiento individual por terraza, mientras que aquí se utilizan para calcular la deformación a lo largo de la falla.

Con esto en mente se aborda el primer punto de discusión: las tasas de deslizamiento geológicas presentadas en la Tabla 4.3 varían significativamente según la terraza considerada. Estas diferencias podrían tener distintas explicaciones.

Una primera posibilidad sería que se trate de un efecto climático. Es decir, que el mayor *slip rate* estimado para Qt1 sea influenciado por un aumento en la tasa de incisión controlado por un cambio climático. Dado que no se reconocen eventos glaciales o deglaciales significativos en la zona durante los últimos 14 ka, y considerando la ausencia de cambios abruptos en el relieve o el clima, esta posibilidad no se considera factible.

La segunda explicación posible es que el *slip rate* obtenido para Qt1 esté sobreestimado porque se le está atribuyendo toda la acomodación de la deformación a la falla Mesamávida, y no se admite que existan estructuras superficiales o no aflorantes en superficie que causen un alzamiento en las terrazas. A pesar de no tener estructuras previamente documentadas en las zonas cercanas a la falla, Vega-Ruiz *et al.* (2025) reportan estructuras inversas menores en el río Achibueno, por lo que las tasas de deslizamiento obtenidas corresponderían a la suma de las acomodaciones de deformación de las estructuras circundantes y sintéticas de la zona, junto con la falla Mesamávida.

A pesar de las explicaciones anteriores, se sugiere que la tasa de deslizamiento en los últimos 6,5 ka ha aumentado, pero no a los valores presentados en la Tabla 4.3. Analizando los valores de *slip rate*, se observa los valores de Qt1 con un ángulo de manteo de 35° presentan un aumento excesivo en comparación con un *dip* de 60°. Esto se explica porque un ángulo de manteo de falla menor (35°) necesita una mayor tasa de deslizamiento para generar un mismo alzamiento superficial que un ángulo de manteo superior (60°). Sin embargo, aunque estos *slip rates*, obtenidos con un ángulo de manteo de 60° en la Tabla 4.3, son inferiores para Qt1, siguen teniendo una diferencia importante con los de Qt2 y Qt3, que no se explica del todo con una sobreestimación de las tasas de deslizamiento. Por lo tanto, es probable que los *slip rates* sí hayan aumentado respecto a los calculados a partir de Qt2 y Qt3, lo que se debería traducir en un aumento en la cantidad de eventos observados en la zona. No obstante, sólo dos eventos han sido reportados (Vega-Ruiz *et al.*, 2025).

La ausencia de eventos sísmicos tiene dos posibles explicaciones: (1) la falla aún no ha acumulado la energía suficiente que se traduzca en un aumento de la actividad sísmica, lo que, sin embargo, podría ocurrir en el corto plazo, o (2) el aumento del *slip rate* en los últimos 6,5 ka ha ocurrido de forma principalmente asísmica. El último caso señalado ha sido observado en sectores de la falla San Andreas, E.E.U.U. (Khoshmanesh & Shirzaei, 2018), y sugerido en fallas como, por ejemplo, Liquiñe-Ofqui al sur de Chile (Astudillo-Sotomayor *et al.*, 2021). Si es que cualquiera de estas hipótesis es correcta, ambas tendrían implicaciones en el potencial sísmico de la falla, lo cual se abordará más adelante.

## 5.2 Tasas de deslizamiento modeladas

Las tasas de deslizamiento obtenidas mediante el modelo STEPS permiten evaluar como varía la deformación acumulada a lo largo del tiempo en la falla Mesamávida, considerando múltiples escenarios de recurrencia sísmica y desplazamiento por evento, asumiendo que la acomodación de la deformación es puramente sísmica. A diferencia de las tasas de deslizamiento geológicas, que fueron derivadas del mero análisis de las terrazas, este enfoque permite analizar de forma probabilística la variabilidad de las tasas de deslizamiento considerando distintos intervalos de tiempo, desde ventanas cortas (~1 ka) hasta otras más largas (~30 ka) (Figura 4.10).

A partir de la Figura 4.10, se pueden hacer varias observaciones. Tanto el caso 1 y 2, para un ángulo de manteo de falla de  $35^\circ$ , tienen una mayor probabilidad de presentar una tasa de deslizamiento de 0,3 mm/a, que es la misma tasa indicada por Armijo *et al.* (2010) para la falla San Ramón, al norte de Chile ( $\sim 33^\circ\text{S}$ ), en los últimos 16 Ma. Sin embargo, las tasas encontradas no son similares a las propuestas por Vega-Ruiz *et al.* (2025), correspondientes a 0,58 mm/a para la falla Mesamávida, o a las propuestas por Estay *et al.* (2023), de  $\sim 0,6$  mm/a para la falla Cariño Botado, pero serían más cercanas a las tasas de deslizamiento geológico derivadas a partir de Qt1, suponiendo un *slip rate* de 0,8 mm/a (Figura 4.6A).

La principal diferencia, de las estimaciones realizadas en la falla Mesamávida, radica en los datos utilizados para hacer el cálculo de las tasas de deslizamiento, en el cual Vega-Ruiz *et al.* (2025) utilizan el escarpe promedio de la falla, junto con la datación OSL del escarpe ( $\sim 14$  ka) para estimar un *slip rate*. El problema principal de esta estimación es que se está utilizando un único dato para obtener un resultado que, como se vio en las estimaciones de *slip rates* geológicos de Qt1, puede resultar en una sobre o subestimación. Por esto es importante generar modelos variados de estimación con varios datos de observación, como son, por ejemplo, los datos obtenidos a partir de las tres terrazas Qt1, Qt2 y Qt3, y, de esta manera, obtener resultados que capturen la variabilidad temporal, que no pueden ser estimados a partir de una sola observación.

Ahora bien, a partir de los casos de estudio con un ángulo de manteo mayor ( $60^\circ$ ; Figura 4.10C y D), se puede observar que estos, al necesitar un menor *slip* para generar un mismo alzamiento que con un ángulo de manteo menor ( $35^\circ$ ), presentan tasas de deslizamiento menores, correspondientes a 0,2 mm/a. Por lo tanto, la variación de los *slip rates* presentados en la Figura 4.10 no depende de los SED ingresados (0,8 y 1,5 para caso 1 y 2, respectivamente), sino que a los ángulos de manteo propuestos en cada caso.

De lo anterior se desprende que los resultados expuestos son sensibles al valor de manteo definido como *input*. A pesar de que esta tesis tenía como objetivo determinar la geometría de la falla y, por tanto, su ángulo de manteo mediante la magnetotelúrica, esta metodología no logró arrojar un modelo que permitiera estimar bien los ángulos de la falla. Lo anterior podría tener varias causas: (1) diferencias bajas entre las resistividades de las formaciones a cada lado de la falla, y (2) alto

ruido electromagnético generado por las líneas de alta tensión que cruzan la falla, lo cual dificultó realizar mediciones cerca de la estructura. No obstante, la magnetotelúrica permitió distinguir sectores con distinta resistividad que podrían estar asociadas a zona de falla no claramente localizada. Debido a lo anterior, se utilizan los valores de ángulo de manteo de la falla Mesamávida propuestos por Espinoza *et al.* (2024), correspondientes a  $60^\circ$ .

De esta manera, con un ángulo de manteo de  $60^\circ$ , los *slip rates* geológicos y modelados serían muy similares, siendo los primeros de 0,3 mm/a para Qt2 y Qt3, y para los segundos de 0,2 mm/a para la falla. Además, el *slip rate* geológico obtenido para Qt1, al ser similar al obtenido por Vega-Ruiz *et al.* (2025) para la falla Mesamávida, y al obtenido por Estay *et al.* (2023) para la falla Cariño Botado en los últimos 8,7 ka, estaría indicando un aumento en las tasas de deslizamiento en el *short-term* ( $< 20$  ka). Y, finalmente, las tasas de deslizamiento obtenidas serían comparables con la falla San Ramón en el *long-term*, y con la falla Cariño Botado en el *short-term*, lo que indica un comportamiento similar a otras fallas pertenecientes al WATS.

### 5.3 Implicancias para el potencial sismogénico

Para la falla Mesamávida existe sólo un estudio de potencial sismogénico, asociado a observaciones de estructuras en trincheras que abarca solamente los últimos 14 ka. Es por esta razón que se hace imperante explorar el potencial sismogénico considerando las variaciones temporales en el *slip rate* derivado a partir de las terrazas y STEPS.

Para llevar a cabo este objetivo, se utilizaron las ecuaciones (3.4) y (3.5), donde los principales *inputs* son el *slip rate* y el tiempo transcurrido desde el último evento ( $T_e$ ). Por lo tanto, para poder evaluar los distintos escenarios relacionados a las posibles magnitudes de terremotos, se trabajarán con las incertidumbres asociadas a los tiempos del último gran terremoto y los posibles largos de la falla, tal como se describió en la sección de metodología.

En esta tesis, el *slip rate* tiene su origen a partir de las terrazas (geológico) y modelo STEPS (modelado), y el tiempo transcurrido es definido reconociendo que los últimos terremotos reportados por Vega-Ruiz *et al.* (2025) tienen una edad máxima de  $\sim 14$  ka. Además, según las recurrencias entregadas por el modelo (Figura 4.9), se observa que los tiempos de recurrencia varía

de un mínimo de  $\sim 3$  ka a un máximo de 6,5 ka. Es por esto que los escenarios explorados corresponden a 3.500, 7.000 y 14.000 años, lo cual captura la incerteza asociada al último evento, que en este contexto se asume liberó toda la energía acumulada. A partir de esto, se calcularon los potenciales sismogénicos para distintas edades y largos de falla (Figura 4.11 y 4.12). También es necesario indicar que, aunque se descartó el ángulo de manteo de  $35^\circ$  para la falla, se hablará de este para realizar una comparación con el de  $60^\circ$ .

Comparando los potenciales sismogénicos asociados a los *slip rates* geológicos y modelados, se observa que los *slip rates* geológicos de Qt2 y Qt3 son similares a los potenciales de magnitud modelados. Sin embargo, para Qt1 se observan las principales diferencias, con magnitudes máximas cercanas a 7,6 considerando un ángulo de  $35^\circ$ , y 7,5 para un ángulo de  $60^\circ$ , ambas considerando un largo de falla de 40 km. Esto es levemente superior a otras magnitudes reportadas en otras fallas del WATS. Tanto para la falla San Ramón como para la falla Cariño Botado se reportaron magnitudes de momento de 7,2-7,5.

Por otro lado, con respecto a las posibles magnitudes reportadas por Vega-Ruiz *et al.* (2025) para la falla Mesamávida, correspondientes a valores de 7,0 para intervalos de recurrencia de 4.000 años, se observa que estos resultados son empíricos. Es decir, no presentan un análisis de posibles largos de falla, o intervalos de acumulación de energía distintos, como se hace en esta tesis, lo que explica por qué se obtienen valores superiores a los de Vega-Ruiz *et al.* (2025).

Uno de los puntos de la discusión previamente abordados correspondía a la posibilidad de que la falla estuviera acomodando la deformación de forma asísmica, lo cual correspondía a una de las explicaciones dadas por la falta de eventos sísmicos. Si es que la acomodación ocurriera de esta forma, en la zona en la que se está produciendo la reptación de la falla no se producirían eventos sísmicos, lo que no implica que en otros sectores de la falla no ocurran, o que en un futuro ocurra acomodación cosísmica que provoque grandes terremotos, como se ha observado en la Falla San Andreas (California, E.E.U.U.) (Chen & Bürgmann, 2017; Coffey *et al.*, 2022).

A pesar de todo, los resultados obtenidos indican que, a partir de los *slip rates* geológicos y considerando una edad de acumulación de 14 ka, las magnitudes potenciales varían entre 6,75 y

7,15. Si se considera el aumento de slip observado en Qt1 durante los últimos 6,5 ka, el rango aumenta a 7,1–7,5. En ambos casos, la magnitud mínima corresponde a un largo de falla de 10 km, mientras que la máxima se asocia a un largo de 40 km. Por su parte, los potenciales obtenidos por STEPS, para una edad de acumulación de 14.000 años, son de ~6,65–~7,05, nuevamente con el valor mínimo para un largo de falla de 10 km, y el máximo para 40 km. En conjunto, estos resultados indican que la falla Mesamávida podría generar terremotos con magnitudes entre ~6,7–7,5, en concordancia con lo reportado por Vega-Ruiz *et al.* (2025), quienes estiman magnitudes posibles de 5,6–7,06 con intervalos de recurrencia de 400 a 4.000 años. Esto representa un peligro sísmico elevado para el área, especialmente considerando que existe una alta densidad poblacional e infraestructura importante a ~15 km de distancia.

## 6. CONCLUSIONES

Combinando metodologías morfológicas con herramientas numéricas, se pueden explorar las variaciones de las tasas de deslizamiento de manera más robusta, lo que, a su vez, permite evaluar magnitudes probables de terremotos. Esto último teniendo en cuenta los posibles largos totales de la falla, edades del último evento de liberación de toda la energía, y posibles variaciones en el manteo. A partir de los resultados obtenidos en esta tesis, se obtienen las siguientes conclusiones.

- (1) El río Achibueno, a los 36°S, exhibe cuatro generaciones de terrazas fluviales tipo *strath*, deformadas por la falla Mesamávida.
- (2) El perfil de magnetotelúrica no entregó un manteo concluyente de la falla Mesamávida; sin embargo, trabajos previos consideran que esta falla tiene un manteo de 60°, distinto al indicado por trincheras paleosísmicas en el escarpe holoceno de la falla. Ambos manteos se usan para calcular *slip rates* geológicos y modelados.
- (3) Los *slip rates* geológicos derivados de Qt2 y Qt3 son de 0,4–0,5 mm/a para un manteo de 35°, y de 0,3 mm/a para 60°. Para Qt1, las tasas son de 1,3 mm/a (35°) y 0,8 mm/a (60°).
- (4) Los *slip rates* modelados son de 0,3 mm/a para un ángulo de manteo de 35°, y de 0,2 mm/a para uno de 60°.
- (5) Los *slip rates* en el *short-term* (< 20 ka) corresponden a > 0,8 mm/a, asumiendo una sobreestimación del *slip rate*, comparables con la falla Cariño Botado en los últimos milenios, y con estimaciones previas de la falla Mesamávida. En el *long-term* y *mid-term* (> 20 ka), corresponden a 0,2-0,3 mm/a, similares a la falla San Ramón.
- (6) La falla Mesamávida es capaz de generar terremotos de magnitudes entre ~6,7-7,5, asumiendo tiempos de acumulación de energía de 14 ka, y largos de falla de 10-40 km. Por tanto, representa un riesgo sísmico elevado para la provincia de Linares, y se insta a realizar estudios sísmicos en la zona.

## 7. REFERENCIAS

- Armijo, R.; Rauld, R.; Thiele, R.; Vargas, G.; Campos, J.; Lacassin, R.; & Kausel, E. (2010). The West Andean Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics*, **29**(2), 1. <https://doi.org/10.1029/2008tc002427>
- Asaue, H.; Kubo, T.; Yoshinaga, T.; & Koike, K. (2012). Application of Magnetotelluric (MT) Resistivity to Imaging of Regional Three-Dimensional Geologic Structures and Groundwater Systems. *Natural Resources Research*, **21**(3), 383–393. <https://doi.org/10.1007/s11053-012-9184-2>
- Astudillo-Sotomayor, L.; Jara-Muñoz, J.; Melnick, D.; Cortés-Aranda, J.; Tassara, A.; & Strecker, M. R. (2021). Fast Holocene slip and localized strain along the Liquiñe-Ofqui strike-slip fault system, Chile. *Scientific Reports*, **11**(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-021-85036-5>
- Biblioteca del Congreso Nacional de Chile. (2024). *Reporte Comunal - Linares*. [https://www.bcn.cl/siit/reportescomunales/comunas\\_v.html?anno=2024&idcom=7401](https://www.bcn.cl/siit/reportescomunales/comunas_v.html?anno=2024&idcom=7401)
- Burgess, W. P.; Yin, A.; Dubey, C. S.; Shen, Z. K.; & Kelty, T. K. (2012). Holocene shortening across the main frontal thrust zone in the eastern Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters*, **357–358**, 152–167. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.09.040>
- Cande, S. C.; & Leslie, R. B. (1986). Late Cenozoic tectonics of the southern Chile Trench. *Journal of Geophysical Research*, **91**(B1), 471–496. <https://doi.org/10.1029/JB091iB01p00471>
- Cardona, C.; Tassara, A.; Gil-Cruz, F.; Lara, L.; Morales, S.; Kohler, P.; & Franco, L. (2018). Crustal seismicity associated to rapid surface uplift at Laguna del Maule Volcanic Complex, Southern Volcanic Zone of the Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **353**, 83–94. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.01.009>
- Carlotto, V.; Carlier, G.; Van Heiningen, P.; Hodgkin, E. B.; Cárdenas, J.; Ligarda, R.; Cerpa, L.; & Maquera, V. (2023). Andean evolution, orogenic deformation and uplift of the Western Cordillera and Altiplano of southern Peru, northern Bolivia and Chile: Eocene-Oligocene lithospheric delamination. *Journal of South American Earth Sciences*, **128**. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104423>
- Cembrano, J.; Lavenue, A.; Yañez, G.; Riquelme, R.; García, M.; González, G.; & Hérail, G. (2007). Neotectonics. *Geological Society London Special Publications*, **9**, 231–261.
- Charrier, R.; Farías, M.; & Maksaev, V. (2009). EVOLUCIÓN TECTÓNICA, PALEOGEOGRÁFICA Y METALOGÉNICA DURANTE EL CENOZOICO EN LOS ANDES DE CHILE NORTE Y CENTRAL E IMPLICACIONES PARA LAS REGIONES ADYACENTES DE BOLIVIA Y ARGENTINA. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **65**(1), 5–35.
- Charrier, R.; Pinto, L.; & Pía Rodríguez, M. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *Geological Society London Special Publications*, 21–114. <https://www.researchgate.net/publication/279890158>

- Chave, A.; & Jones, A. (Eds.). (2012). *The Magnetotelluric Method: Theory and practice* (3rd ed.). Cambridge University Press. <https://doi.org/https://doi.org/10.1017/CBO9781139020138>
- Chen, K. H.; & Bürgmann, R. (2017). Creeping faults: Good news, bad news? In *Reviews of Geophysics*, **55**(2), 282–286. Blackwell Publishing Ltd. <https://doi.org/10.1002/2017RG000565>
- Clapperton, C. M. (1993). Glacier readvances in the Andes at 12500-10000 yr BP: implications for mechanism of Late-glacial climatic change. *JOURNAL OF QUATERNARY SCIENCE*, **8**(3), 197–215.
- Coffey, G. L.; Savage, H. M.; Polissar, P. J.; Cox, S. E.; Hemming, S. R.; Winckler, G.; & Bradbury, K. K. (2022). History of earthquakes along the creeping section of the San Andreas fault, California, USA. *Geology*, **50**(4), 516–521. <https://doi.org/10.1130/G49451.1>
- Comte, D.; Farias, M.; Charrier, R.; Farías, M.; & González, A. (2014). *Extended Abstracts*. <https://www.researchgate.net/publication/228493904>
- Contreras, J.; Escribano, J.; Sepúlveda, F.; & de la Cruz, R. (2024). *GEOLOGÍA DEL ÁREA SAN CLEMENTE - MELADO. Región del Maule*.
- Costa, C.; Alvarado, A.; Audemard, F.; Audin, L.; Benavente, C.; Bezerra, F. H.; Cembrano, J.; González, G.; López, M.; Minaya, E.; Santibañez, I.; Garcia, J.; Arcila, M.; Pagani, M.; Pérez, I.; Delgado, F.; Paolini, M.; & Garro, H. (2020). Hazardous faults of South America; compilation and overview. *Journal of South American Earth Sciences*, **104**. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102837>
- Danda, N.; Rao, C. K.; & Kumar, A. (2017). Geoelectric structure of northern Cambay rift basin from magnetotelluric data Studies on Electromagnetic Induction in the Earth: Recent advances Weerachai Siripunvaraporn; Paul A Bedrosian; Yuguo Li; Prasanta Patro; Klaus Spitzer; Hiroaki Toh. *Earth, Planets and Space*, **69**(1). <https://doi.org/10.1186/s40623-017-0725-0>
- Ehlers, J.; Gibbard, P. L.; & Hughes, P. D. (2018). Quaternary Glaciations and Chronology. In *Past Glacial Environments: Second Edition*, 77–101. Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-100524-8.00003-8>
- Encinas, A.; Sagripanti, L.; Rodríguez, M. P.; Orts, D.; Anavalón, A.; Giroux, P.; Otero, J.; Echaurren, A.; Zambrano, P.; & Valencia, V. (2021). Tectonosedimentary evolution of the Coastal Cordillera and Central Depression of south-Central Chile (36°30'-42°S). *Earth-Science Reviews*, **213**, 1–30. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103465>
- Espinoza, M.; Contreras, J.; & Maksymowicz, A. (2024). Estructura y evolución geológica de la vertiente occidental de la Cordillera Principal en Chile Central (35.5°-36°S). *XXII Congreso Geológico Argentino*, 1–3.
- Espinoza, M.; Contreras, J. P.; Maksymowicz, A.; Rivera, C.; Vargas, E.; Cortés-Aranda, J.; Charrier, R.; & Encinas, A. (n.d.). *Structure and tectonic evolution of the Western Andean Thrust System at 35.5°S: Insights into the relationship between active and inheritance tectonics*.

- Estay, J.; Pinto, L.; Easton, G.; De Pascale, G. P.; Troncoso, M.; Carretier, S.; & Forman, S. L. (2023). Active thrust tectonics along the western slope of the Central Andes southernmost Pampean flat-slab segment (~33°S, Chile): The Cariño Botado fault system. *Geomorphology*, **437**, 1. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108801>
- Farías, M.; Charrier, R.; Comte, D.; Martinod, J.; & Hérail, G. (2005). Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30'S). In *Tectonics*, **24**(4), 1–27. <https://doi.org/10.1029/2004TC001667>
- Farías, M.; Comte, D.; Charrier, R.; Martinod, J.; David, C.; Tassara, A.; Tapia, F.; & Fock, A. (2010). Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, **29**(3). <https://doi.org/10.1029/2009TC002480>
- Gansser, A. (1973). Facts and theories on the andes. *Journal of the Geological Society*, **129**(2), 93–131. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.129.2.0093>
- Giambiagi, L.; Mescua, J.; Bechis, F.; Hoke, G.; Suriano, J.; Spagnotto, S.; Moreiras, S. M.; Lossada, A.; Mazzitelli, M.; Dapoza, R. T.; Folguera, A.; Mardonez, D.; & Pagano, D. S. (2016). Cenozoic Orogenic Evolution of the Southern Central Andes (32–36°S). *Earth, Planets and Space*, **69**(142), 63–98. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-23060-3\\_4](https://doi.org/10.1007/978-3-319-23060-3_4)
- Giambiagi, L.; Ramos, V.; Godoy, E.; Alvarez, P.; & Orts, S. (2003). Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude. *Tectonics*, **22**(4). <https://doi.org/10.1029/2001tc001354>
- Hatem, A. E.; Gold, R. D.; Briggs, R. W.; Scharer, K. M.; & Field, E. H. (2021). STEPS: Slip Time Earthquake Path Simulations Applied to the San Andreas and Toe Jam Hill Faults to Redefine Geologic Slip Rate Uncertainty. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **22**(10). <https://doi.org/10.1029/2021GC009848>
- Hauser, A. (1995). *HOJA TALCA, Región VII*.
- Jara-Muñoz, J.; Melnick, D.; & Strecker, M. R. (2016). TerraceM: A MATLAB® tool to analyze marine and lacustrine terraces using high-resolution topography. *Geosphere*, **12**(1), 176–195. <https://doi.org/10.1130/GES01208.1>
- Jordan, T.; Isacks, B. L.; Ramos, V. A.; & Allmendinger, R. W. (1983). Mountain building in the Central Andes. *EPISODES*, **1983**(3).
- Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, **82**(20), 2981–2987. <https://doi.org/10.1029/jb082i020p02981>
- Khoshmanesh, M.; & Shirzaei, M. (2018). Episodic creep events on the San Andreas Fault caused by pore pressure variations. *Nature Geoscience*, **11**(8), 610–614. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0160-2>
- Madariaga, R. (1998). Sismicidad de Chile. *Física de la Tierra*, **10**, 221–258.

- Merritts, D. J.; Vincent, K. R.; & Wohl, E. E. (1994). Long river profiles, tectonism, and eustasy: a guide to interpreting fluvial terraces. *Journal of Geophysical Research*, **99**(B7). <https://doi.org/10.1029/94jb00857>
- Moreno, P. I.; François, J. P.; Villa-Martínez, R. P.; & Moy, C. M. (2009). Millennial-scale variability in Southern Hemisphere westerly wind activity over the last 5000 years in SW Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, **28**(1–2), 25–38. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.10.009>
- Mouthereau, F.; Lacombe, O.; Tensi, J.; Bellahsen, N.; Kargar, S.; & Amrouch, K. (2007). Mechanical Constraints on the Development of the Zagros Folded Belt (Fars). In O. Lacombe, F. Roure, J. Lavé, & J. Vergés (Eds.), *Thrust Belts and Foreland Basins*, 247–266. <https://doi.org/https://doi.org/10.1007/978-3-540-69426-7>
- Muñoz, J.; & Niemeyer, H. (1984). Hoja Laguna del Maule: Regiones del Maule y Biobío. In *Servicio Nacional de Geología y Minería*, **64**.
- Navarro, L. (2023). *UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN ALZAMIENTO CUATERNARIO TARDÍO DEL FRENTE ANDINO OCCIDENTAL EN CHILE CENTRAL (36°S)*. Universidad de Concepción.
- Norabuena, E.; Leffler-Griffin, L.; Mao, A.; Dixon, T.; Stein, S.; Sacks, I. S.; Ocola, L.; & Ellis, M. (1998). Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the central Andes. *Science*, **279**(5349), 358–362. <https://doi.org/10.1126/science.279.5349.358>
- Orellana, H.; Latorre, C.; García, J. L.; & Lambert, F. (2023). Spatial analysis of paleoclimate variations based on proxy records in the south-central Andes (18°–35° S) from 32 to 4 ka. *Quaternary Science Reviews*, **313**. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2023.108174>
- Oviedo-Reyes, J. A.; Cortés-Aranda, J.; Fernandez, A.; Perez-Peña, J. V.; & Flores, L. (2024). Geomorphic signatures of neotectonic activity along the Western Andean Front in the Chilean Andes (35°S to 37°S). *Earth Surface Processes and Landforms*, **49**(7), 2205–2228. <https://doi.org/10.1002/esp.5825>
- Palacky, G. J. (1987). Resistivity Characteristics of Geologic Targets. In M. Nabighian (Ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, **1**, 53–59. <http://library.seg.org/>
- Rabassa, J.; & Clapperton, C. M. (1990). QUATERNARY GLACIATIONS OF THE SOUTHERN ANDES. *Quaternary Science Reviews*, **9**, 153–174.
- Ramos, V. A.; Litvak, V. D.; Folguera, A.; & Spagnuolo, M. (2014). An Andean tectonic cycle: From crustal thickening to extension in a thin crust (34°–37°SL). *Geoscience Frontiers*, **5**(3), 351–367. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2013.12.009>
- Riesner, M.; Lacassin, R.; Simoes, M.; Carrizo, D.; & Armijo, R. (2018). Revisiting the Crustal Structure and Kinematics of the Central Andes at 33.5°S: Implications for the Mechanics of Andean Mountain Building. *Tectonics*, **37**(5), 1347–1375. <https://doi.org/10.1002/2017TC004513>
- Rivera, O.; & Cembrano, J. (2000). *Modelo de formación de cuencas volcano-tectónicas en zonas de transferencia oblicuas a la cadena andina: El caso de las cuencas oligo-miocenas de Chile Central y su relación con estructuras NWW-NW (33°00' - 34°30'S)*. 1–5.

- Rodi, W.; & Mackie, R. L. (2001). Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *GEOPHYSICS*, **66**(1), 174–187. <http://library.seg.org/>
- Rojas Vera, E. A.; Folguera, A.; Zamora Valcarce, G.; Bottesi, G.; & Ramos, V. A. (2014). Structure and development of the Andean system between 36° and 39°S. *Journal of Geodynamics*, **73**, 34–52. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2013.09.001>
- Santibáñez, I.; Cembrano, J.; García-Pérez, T.; Costa, C.; Yáñez, G.; Marquardt, C.; Arancibia, G.; & González, G. (2019). Crustal faults in the Chilean Andes: Geological constraints and seismic potential. *Andean Geology*, **46**(1), 32–65. <https://doi.org/10.5027/andgeov46n1-3067>
- Sepúlveda, T. (2019). *NEOTECTÓNICA Y PALEOSISMOLOGÍA DE LA FALLA MESAMÁVIDA: EVIDENCIA DE ACTIVIDAD CUATERNARIA TARDÍA DEL CABALGAMIENTO ANDINO OCCIDENTAL (WATF) EN LA REGIÓN DEL MAULE, CHILE CENTRAL (36°S)*. Universidad de Concepción.
- Shyu, J. B. H.; Sieh, K.; Avouac, J. P.; Chen, W. S.; & Chen, Y. G. (2006). Millennial slip rate of the Longitudinal Valley fault from river terraces: Implications for convergence across the active suture of eastern Taiwan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **111**(8). <https://doi.org/10.1029/2005JB003971>
- Somoza, R.; & Ghidella, M. (2005). Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **60**, 797–809.
- Szekely, T. (1969). Structural Geology, Cochabamba to Yauricocha, Central High Andes, Peru. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **53**(3), 553–567. <https://doi.org/10.1306/5d25c69b-16c1-11d7-8645000102c1865d>
- Tiner, R. J.; Negrini, R. M.; Antinao, J. L.; McDonald, E.; & Maldonado, A. (2018). Geophysical and geochemical constraints on the age and paleoclimate implications of Holocene lacustrine cores from the Andes of central Chile. *Journal of Quaternary Science*, **33**(2), 150–165. <https://doi.org/10.1002/jqs.3012>
- Vargas, G.; Klinger, Y.; Rockwell, T. K.; Forman, S. L.; Rebolledo, S.; Baize, S.; Lacassin, R.; & Armijo, R. (2014). Probing large intraplate earthquakes at the west flank of the Andes. *Geology*, **42**(12), 1083–1086. <https://doi.org/10.1130/G35741.1>
- Vega, A. (2021). *PALEOSISMOLOGÍA DE LA FALLA MESAMÁVIDA, FRENTE ANDINO OCCIDENTAL EN CHILE CENTRAL (36°S): ANTECEDENTES A PARTIR DEL MAPEO DE LA TRINCHERA LOS BARROS Y LA DATACIÓN MORFOLÓGICA DE SU ESCARPE MEDIANTE EL CÓDIGO SCARPLET*. Universidad de Concepción.
- Vega-Ruiz, A.; Cortés-Aranda, J.; Aguilera, R.; Astudillo-Sotomayor, L.; Riedel, M.; Espinoza, M.; Tassara, A.; Nelson, A.; Melnick, D.; Lupi, M.; Arriagada, D.; Sepúlveda, T.; Álvarez-Amado, F.; & Navarro, L. (2025). Pliocene to Holocene deformation and earthquake potential of the Mesamávida fault, West Andean Thrust System of central-southern Chile (36°S). *Tectonics*, 1–26. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2025TC008848>

Vozoff, K. (1991). THE MAGNETOTELLURIC METHOD. In M. Nabighian & J. Corbett (Eds.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Volume 2, Application, Parts A and B*, 641–711. <https://doi.org/https://doi.org/10.1190/1.9781560802686.ch8>