



**UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN**  
Facultad de Ciencias Químicas  
Departamento Ciencias de la Tierra



# **ALZAMIENTO CUATERNARIO TARDÍO DEL FRENTE ANDINO OCCIDENTAL EN CHILE CENTRAL (36°S)**

**Memoria para optar al Título de Geólogo**

**Lucas Joel Navarro Encina**

**Profesor patrocinante:** Dr. Joaquín Cortés Aranda  
**Profesional guía:** Dr. Luis Astudillo Sotomayor  
**Profesores Comisión:** Dr. Andrés Tassara Oddo  
Dr. Mauricio Espinoza Vargas

**Concepción, 2023**

*Para mamá y papá.*

*Gracias por todo.*

# ÍNDICE

	Página
<b>RESUMEN</b>	
<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	1
<b>1.1 Problema de investigación</b> .....	1
<b>1.2 Ubicación y accesos del área de estudio</b> .....	3
<b>1.3 Hipótesis</b> .....	4
<b>1.4 Objetivos</b> .....	5
1.4.1. Objetivo general .....	5
1.4.2 Objetivos específicos .....	5
<b>1.5 Agradecimientos</b> .....	5
<b>2. ANTECEDENTES</b> .....	7
<b>2.1 Marco tectónico</b> .....	7
2.1.1 Tectónica regional .....	7
2.1.2 Unidades morfoestructurales a los 36°S .....	9
2.1.3 Cabalgamiento Occidental Andino o West Anden Thrust (WAT) .....	12
<b>2.2 Síntesis paleoclimática cuaternario-holoceno a los 36° S</b> .....	17
<b>2.3 Marco geológico local</b> .....	18
<b>2.3.1 Rocas estratificadas</b> .....	18
2.3.1.1 Formación Cura-Mallín .....	18
2.3.1.2 Formación La Montaña .....	19
2.3.1.3 Depósitos No Consolidados .....	21
<b>2.3.2 Rocas intrusivas</b> .....	21
2.3.2.1 Pórfido andesítico .....	21
<b>3. METODOLOGÍA</b> .....	22
<b>3.1 Compilación y mapeo geológico</b> .....	22
3.1.1 Recopilación bibliográfica .....	22
3.1.2 Software TerEx .....	22
3.1.3 Trazado de perfiles .....	27
3.1.4 Descripción de terrazas en terreno .....	28
<b>3.2 Datación por luminiscencia ópticamente estimulada (OSL)</b> .....	29
<b>3.3 Cálculo de tasas de incisión</b> .....	32
<b>4. RESULTADOS</b> .....	33
<b>4.1 Antecedentes geológicos generales</b> .....	33
<b>4.2 Mapeo semiautomatizado de terrazas. TerEx y perfiles</b> .....	38
<b>4.3 Descripción de terrazas</b> .....	44
4.3.1 Terraza Qt7 .....	44
4.3.2 Terraza Qt6 .....	45
4.3.3 Terraza Qt5 .....	46

4.3.4 Terraza Qt4 .....	47
4.3.5 Terraza Qt3 .....	48
4.3.6 Terraza Qt2 .....	49
4.3.7 Terraza Qt1 .....	50
4.4 Edades OSL .....	54
4.5 Tasas de incisión .....	54
<b>5. DISCUSIÓN .....</b>	<b>57</b>
<b>5.1 Tasas de incisión como proxy de tasas de alzamiento .....</b>	<b>57</b>
<b>5.2 Comparación con las tasas de alzamiento en San Ramón y Cariño Botado .....</b>	<b>60</b>
<b>6. CONCLUSIONES .....</b>	<b>63</b>
<b>7. REFERENCIAS .....</b>	<b>65</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura</b>	<b>Página</b>
1. 1. Mapa de ubicación y accesos .....	4
2. 1. Convergencia del borde occidental sudamericano entre los 40 y 10 Ma.....	9
2. 2. Mapa de morfoestructuras .....	10
2. 3. Perfil estructural de los distintos dominios de la Cordillera Principal .....	12
2. 4. Mapa estructural y perfil E – W de la zona San Ramón – Meseta Farellones ..	14
2. 5. Mapa geomorfológico y geológico sector Los Andes.....	15
2. 6. Mapa de elevación sector cerro Mesamávida.....	16
2. 7. Episodios glaciales del Pleistoceno medio-Holoceno .....	17
3. 1. Flujo de procesos en TerEx .....	24
3. 2. Validación de superficies de terrazas identificadas con TerEx en río Le Sueur	25
3. 3. Interfaz de TerEx .....	27
3. 4. Trazado de perfiles a lo largo del río Achibueno .....	28
3. 5. Gráfico tiempo de enterramiento v/s luminiscencia .....	30
3. 6. Tubo para extracción de muestra OSL .....	31
4. 1. Mapa geológico sector río Achibueno .....	33
4. 2. Afloramientos de Formación Cura-Mallín .....	35
4. 3. Diaclasas afectando a rocas de Formación Cura-Mallín.....	36
4. 4. Afloramiento de Formación La Montaña .....	37
4. 5. Falla afectando a depósitos cuaternarios .....	38
4. 6. Mapeo semiautomatizado en TerEx .....	40
4. 7. Agrupación de polígonos .....	41
4. 8. Perfiles perpendiculares al río Achibueno .....	42
4. 9. Determinación niveles de terraza .....	43

4.	10.	Afloramiento de terraza Qt7.....	45
4.	11.	Afloramiento de terraza Qt6.....	46
4.	12.	Afloramiento de terraza Qt5.....	47
4.	13.	Afloramiento de terraza Qt4.....	48
4.	14.	Afloramiento de terraza Qt3.....	49
4.	15.	Afloramiento de terraza Qt2.....	50
4.	16.	Afloramiento de terraza Qt1.....	51
4.	17.	Mapa de terrazas del río Achibueno, sector norte .....	52
4.	18.	Mapa de terrazas del río Achibueno, sector sur .....	53
4.	19.	Ubicación de las zonas donde se calcularon las tasas de incisión .....	56

## ÍNDICE DE TABLA

<b>Tabla</b>	<b>Página</b>	
3. 1.	Parámetros de entrada utilizados para ejecutar los distintos intentos en TerEx	26
4. 1.	Mediciones de diaclasas en Formación Cura-Mallín .....	36
4. 2.	Rango de alturas para cada terraza con respecto al nivel base del río .....	44
4. 3.	Edades de muestras OSL .....	54
4. 4.	Tasas de incisión para Qt6 .....	55
4. 5.	Tasas de incisión para Qt5 .....	55
4. 6.	Tasas de incisión para Qt2 .....	55

## RESUMEN

El flanco occidental de la Cordillera de los Andes presenta una estructura denominada *West-vergent Thrust System* (WTS) que está en el límite de la Depresión Central y Cordillera Principal entre los 15°S y 20°S. En Chile Central, esta estructura se conoce como Cabalgamiento Occidental Andino o WAT (por sus siglas en inglés *West Anden Thrust*). El WAT está representado por la falla San Ramon a la latitud de Santiago, y por la falla Cariño Botado a lo largo del borde occidental del sector Los Andes – San Felipe, ambas estructuras se caracterizan por ser una falla inversa con vergencia al oeste. A los 36°S, en el sector de Mesamávida, región del Maule, se reconoce un escarpe métrico resultado del deslizamiento de la falla Mesamávida. Los antecedentes que se conocen de la falla Mesamávida se relacionan con la cantidad de números de eventos de ruptura, edades y magnitudes, pero no se conoce la tasa de deformación acumulada a escala del Cuaternario tardío. Por lo tanto, este trabajo tiene como objetivo evaluar el alzamiento cuaternario de la Cordillera Principal respecto al Valle Central a los 36°S considerando las terrazas del Río Achibueno como marcadores geomorfológicos de la deformación. Para lograr este objetivo la metodología del trabajo se desarrolla en tres partes: la primera consiste en identificar las terrazas fluviales del río Achibueno a partir de un análisis semiautomatizado de un modelo elevación digital LiDAR de alta resolución (1 m) y trazados de perfiles transversales al río Achibueno para determinar el número de terrazas y sus alturas con respecto al nivel del río; en la segunda etapa se determinan las edades de algunas terrazas a partir de datación OSL; y en tercer lugar se integran los resultados para estimar tasas de incisión y discutir su significado en tasas de alzamiento.

En la zona de estudio se reconocieron rocas pertenecientes a la Formación Cura-Mallín y Formación La Montaña, donde en esta última se pudo observar una falla probablemente inversa de orientación NNE desplazando a depósitos cuaternarios. También se identificaron siete niveles de terraza en el valle del río Achibueno (siendo Qt1 la más joven y Qt7 la más antigua), que mediante dataciones OSL de las terrazas Qt6, Qt5 y Qt2 se estima una edad Pleistoceno Superior a Holoceno para estos depósitos. Las tasas de incisión calculadas a partir de estas tres terrazas son (de SE a NW):  $0,49 \pm 0,03$  mm/año,  $0,44 \pm 0,01$  mm/año,  $0,48 \pm 0,07$  mm/año para Qt6,  $0,60 \pm 0,02$  mm/año,  $0,74 \pm 0,03$  mm/año,  $0,75 \pm 0,06$  mm/año,  $0,76 \pm 0,07$  mm/año,  $0,78 \pm 0,19$  mm/año para Qt5 y  $0,27 \pm 0,03$  mm/año,  $0,23 \pm 0,05$  mm/año,  $0,53 \pm 0,07$  mm/año,  $0,69 \pm 0,13$  mm/año para Qt2.

Considerando el hecho de que en áreas de tectónica activa, el alzamiento de las rocas ejerce un control de primer orden sobre la tasa de incisión del río, como también notar un aumento en el valor numérico de las tasas de incisión en Qt5 y Qt2 a medida que se aproximan a la falla Mesamávida, y que las terrazas fluviales del río Achibueno se presentan únicamente al lado este de esta estructura, sobre el bloque colgante, se propone que las tasas de incisión son cercanas a las tasas de alzamiento. Las tasas de alzamiento calculadas a partir de Qt5 y Qt2 varían de  $0,69 \pm 0,13$  mm/año a  $0,78 \pm 0,19$  mm/año, y  $0,23 \pm 0,05$  a  $0,60 \pm 0,02$  mm/año, respectivamente. Calculando la diferencia entre estas tasas se puede decir que las tasas de alzamiento para el frente occidental andino a los 36°S varían entre 0,18 a 0,45 mm/año. Comparando el alzamiento obtenido al este de las fallas San Ramón y Cariño Botado se puede decir que estos valores se encuentran dentro de los rangos de velocidades que se proponen en este trabajo por lo que se deja en evidencia que el alzamiento entre los 32°S y 33°S del frente occidental andino es similar al del WAT a los 36°S. Por otra parte, las fallas San Ramón y Cariño Botado presentan una extensión mayor que el escarpe de la falla Mesamávida reconocida en la localidad homónima, aunque se sugiere que esta puede prolongarse hacia el norte (35,5°S) convirtiéndose así en un posible peligro sísmico para el sector.

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1 PROBLEMA DE INVESTIGACIÓN

Las fallas inversas de la corteza superior pueden ser consideradas entre las estructuras más peligrosas del mundo al momento de generar un terremoto (Stein y Yeats, 1989) ya que los efectos producidos por pequeños sismos pueden ser catastróficos (Perez, 2016). Se pueden mencionar diferentes casos a nivel mundial: Niigata, Japón, el año 2004 de Mw 6.6; Yunnan, China, el año 2010 de Mw 5.4; Quito, Ecuador, el año 2014 de Mw 5; Mendoza, Argentina 1985 de Mw 6.2, entre otros. Es por esto que el desafío principal es la identificación y caracterización de nuevas fallas inversas y de cabalgamiento que puedan considerarse como peligros sísmicos (McCalpin, 2009).

El flanco occidental de la Cordillera de los Andes presenta una estructura denominada *West-vergent Thrust System* (WTS) que está en el límite de la Depresión Central y Cordillera Principal entre los 15° S y 20° S y corresponde a un sistema fallado y de alto ángulo con vergencia hacia el oeste que levanta el basamento metamórfico de edad precámbrica y secuencias sedimentarias del Mesozoico sobre unidades sedimentarias y volcánicas de edad terciaria media y superior (Muñoz y otros, 1996). En Chile Central, esta estructura es referida por Armijo y otros (2010) como Cabalgamiento Occidental Andino o WAT (por sus siglas en inglés West Anden Thrust) y marca el límite entre la Depresión Central y la Precordillera ubicado en lo que se conoce como Antearco Interno. Investigaciones anteriores han tenido como objetivo comprender el papel de estas estructuras compresivas en la evolución tectónica de la Orogenia Andina durante el período post-Oligoceno (Farías y otros, 2005; Riesner y otros, 2017). Por un lado, a la latitud de Santiago, el WAT está representado por la Falla San Ramón (FSR), una falla de rumbo aproximadamente N – S que tiene un largo de 35 – 40 km y presenta actividad cuaternaria con dos terremotos de Mw > 7 durante los últimos 17 – 19 ka (Vargas y otros, 2014). Por otro lado, entre los 32°S y 33°S, Estay y otros (2023) reportan la ocurrencia de la falla activa Cariño Botado (FCB) a lo largo del borde occidental del sector Los Andes – San Felipe, la que cual se caracteriza por ser una falla inversa con vergencia al oeste que emplaza rocas cenozoicas sobre depósitos aluviales cuaternarios y su actividad más reciente se registra en segmentos que van desde los 5 km hasta 15 km de longitud

permitiendo estimar una amenaza sísmica de Mw 7,5 y es comparable al peligro sísmico estimado para la Falla de San Ramón.

A los 36°S, en el sector de Mesamávida, región del Maule, Sepúlveda (2019) estudia un escarpe métrico de baja sinuosidad que afecta a depósitos del cuaternario tardío, probablemente holocenos. El análisis de parámetros geomorfológicos y estructurales indicarían un origen tectónico para el escarpe, lo que sería un rasgo superficial para la falla inversa denominada como falla Mesamávida y es la representación local del WATF en la Región del Maule y puede ser considerada moderadamente activa (Sepúlveda, 2019) capaz de generar terremotos de Mw 6.5 aproximadamente (Vega, 2021) hasta mayores o cercanos a 7 y se sugiere que su ruptura podría extenderse hasta 30 km hacia el NNE y SSW (Arriagada, 2021). Los antecedentes que se tienen hoy en día de la falla de Mesamávida tienen relación a la cantidad de números de eventos de ruptura, edades y magnitudes, pero no antecedentes relacionados a su tasa de deformación acumulada a escala del Cuaternario tardío. En los últimos años, las terrazas fluviales se han utilizado cada vez más como marcadores de alzamiento de rocas, particularmente donde se conservan tramos de terrazas a lo largo de los ríos que cortan el lecho rocoso (Personius, 1995 en Litchfield y Berryman, 2006). Uno de los problemas inherentes a la interpretación de las tasas de incisión fluvial en términos de tasas de alzamiento de rocas es la naturaleza compleja de la respuesta fluvial tanto al clima como a la tectónica y la falta de mediciones independientes de las tasas de alzamiento (Litchfield y Berryman, 2006).

En esta tesis, a fin de determinar las tasas de deformación cuaternarias para la falla Mesamávida, se consideran las terrazas fluviales del río Achibueno, localizado a los 36°S aproximadamente, como marcadores de la deformación a la escala temporal de miles a decenas de miles años. Para calcular estas tasas se procederá a identificar diferentes niveles de terrazas fluviales que se pueden reconocer en el valle del río Achibueno a partir de un análisis meticuloso de modelos de elevación digital (DEM) de alta resolución respaldado por la elaboración de perfiles a lo largo de dicho valle. A partir de las terrazas identificadas se procederá a extraer muestras de las unidades sedimentarias para determinar sus edades a través de dataciones y análisis OSL. Los resultados de este trabajo apuntan, por un lado, entender las tasas a las cuales se conduce la deformación activa en partes

alejadas de la fosa y discutir, eventualmente, su significado en el marco de la amenaza sísmica de fallas corticales.

## **1.2 UBICACIÓN Y ACCESOS DEL ÁREA DE ESTUDIO**

El área de estudio se encuentra ubicada al SE de la comuna de Linares, Región del Maule, Chile, abarcando principalmente el valle del río Achibueno y río Ancoa (figura 1.1). Para llegar a este sector se debe tomar, desde la ciudad de Santiago, la ruta 5 Sur en dirección al sur hasta Linares, y luego avanzar por la ruta L-45 hacia el SE aproximadamente 15 km hasta el valle del río Achibueno.

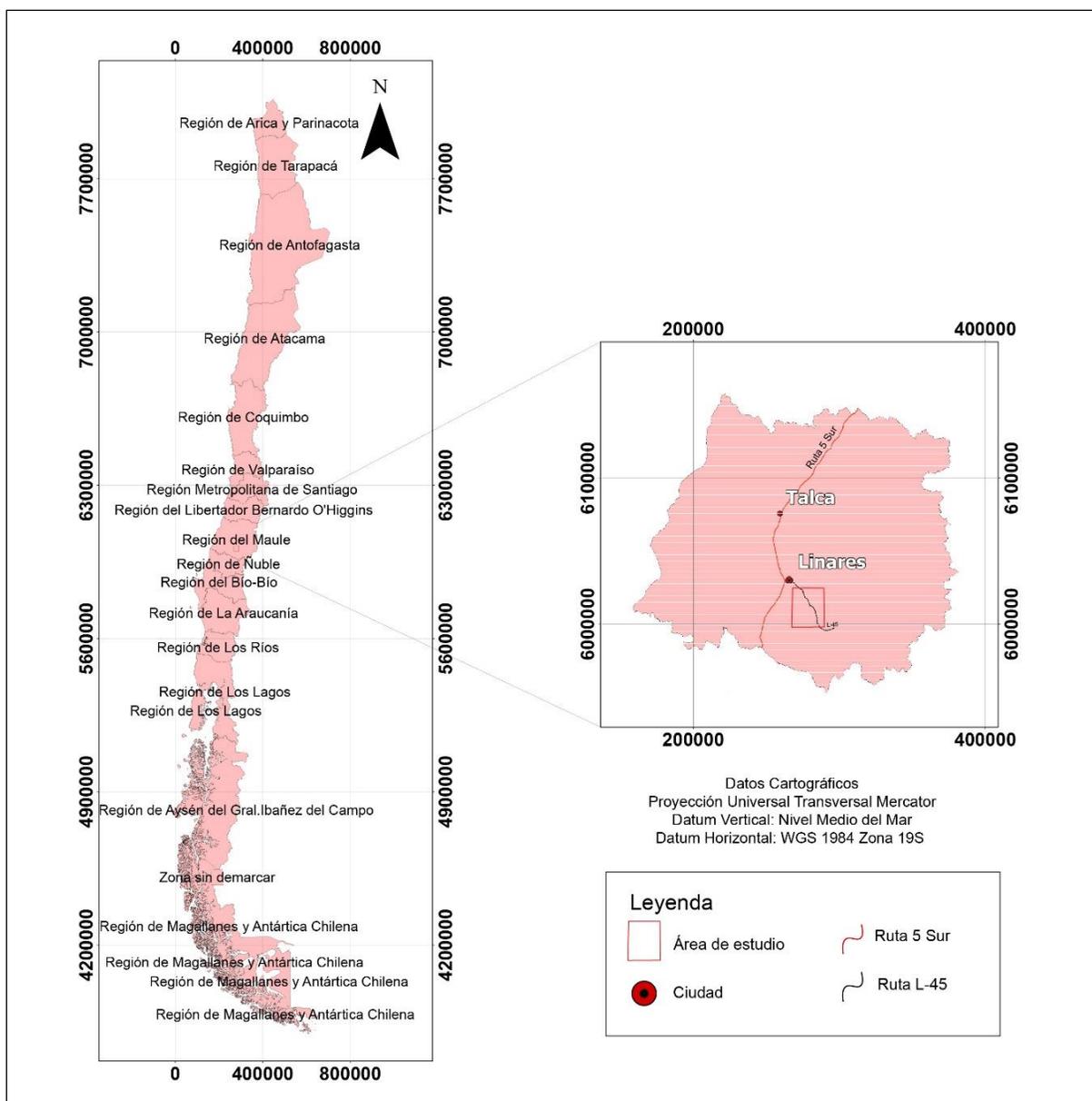


Figura 1.1: Mapa de ubicación y accesos. Elaboración propia

### 1.3 HIPÓTESIS

A la escala de Cuaternario Tardío, el alzamiento de la Cordillera Principal respecto del Valle Central, a los 36°S, ha sido conducido por fallas corticales en la parte más externa (occidental) del WAF. En este marco, las terrazas del Río Achibueno, uno de los principales cauces drenando el

WAF a los 36°S, preserva, en sus flancos, terrazas fluviales colgadas, las cuales serán marcadores de la deformación en este intervalo temporal.

## 1.4 OBJETIVOS

### 1.4.1 Objetivo General

- Evaluar el alzamiento cuaternario de la Cordillera Principal respecto al Valle Central a los 36°S, en el contexto de la actividad neotectónica de la falla Mesamávida.

### 1.4.2 Objetivos Específicos

- Caracterizar la geología de los alrededores del río Achibueno.
- Caracterizar geoméricamente las diferentes terrazas fluviales que forman el valle del río Achibueno.
- Caracterizar los depósitos sobre los cuales se han labrado las terrazas fluviales.
- Determinar las edades de las terrazas fluviales.
- Calcular tasas de incisión del río Achibueno.

## 1.5 AGRADECIMIENTOS

Este trabajo de memoria se enmarca en los proyectos Fondecyt Iniciación 11180509 “*Paleoseismology and earthquake potential of the Western Andean Thrust Fault (WATF) in Central Chile between 35° S and 37° S*” y Núcleo Milenio CYCLO, este último financiado por el Ministerio de economía, Fomento y Turismo de Chile.

En primer lugar, le agradezco a Dios por darme la oportunidad de estudiar esta hermosa carrera y haberme permitido llegar hasta este punto de mis estudios.

También quiero darle las gracias al profesor Joaquín Cortés por haberme aceptado como alumno memorista cuando se lo solicité. No puedo sentirme más privilegiado de haberlo tenido como

profesor guía pues siempre estuvo dispuesto a enseñarme y ayudarme en todo lo que necesitaba, respondiendo dudas y expresándome su apoyo y comprensión en momentos duros que tuve que vivir durante este periodo.

Mi familia ha sido un pilar fundamental en todo mi proceso universitario es por esto que quiero agradecerle a mi mamá Rossy, a mi papá César, a mis hermanas Javiera y Valeria y a mi abuelita Pabla por haberme entregado todo su amor, cariño y apoyo emocional cuando más lo necesitaba; toda palabra de aliento que ellos me brindaron, eran para mí nuevas fuerzas para enfrentar los desafíos que se presentaban en esta etapa universitaria. Sin ellos, no habría llegado hasta aquí.

Extiendo los agradecimientos a mis amigos y familiares de Talca que siempre estuvieron pendiente de mí, a pesar de la distancia que nos separaba, a través de un mensaje de *WhatsApp* o llamada. También estoy agradecido de mi grupo de amigos de la universidad con los que compartí de lunes a viernes en las salas de clases, riéndonos, ayudándonos, y animándonos a seguir adelante.

Y a Ricardo Aguilera que fue una ayuda fundamental mientras desarrollaba mi terreno de memoria, no tan solo en los trabajos de campo, sino que también por la preocupación y dedicación que tuvo para preparar las cenas cuando llegábamos durante las tardes cansados a la cabaña después de un largo día de trabajo.

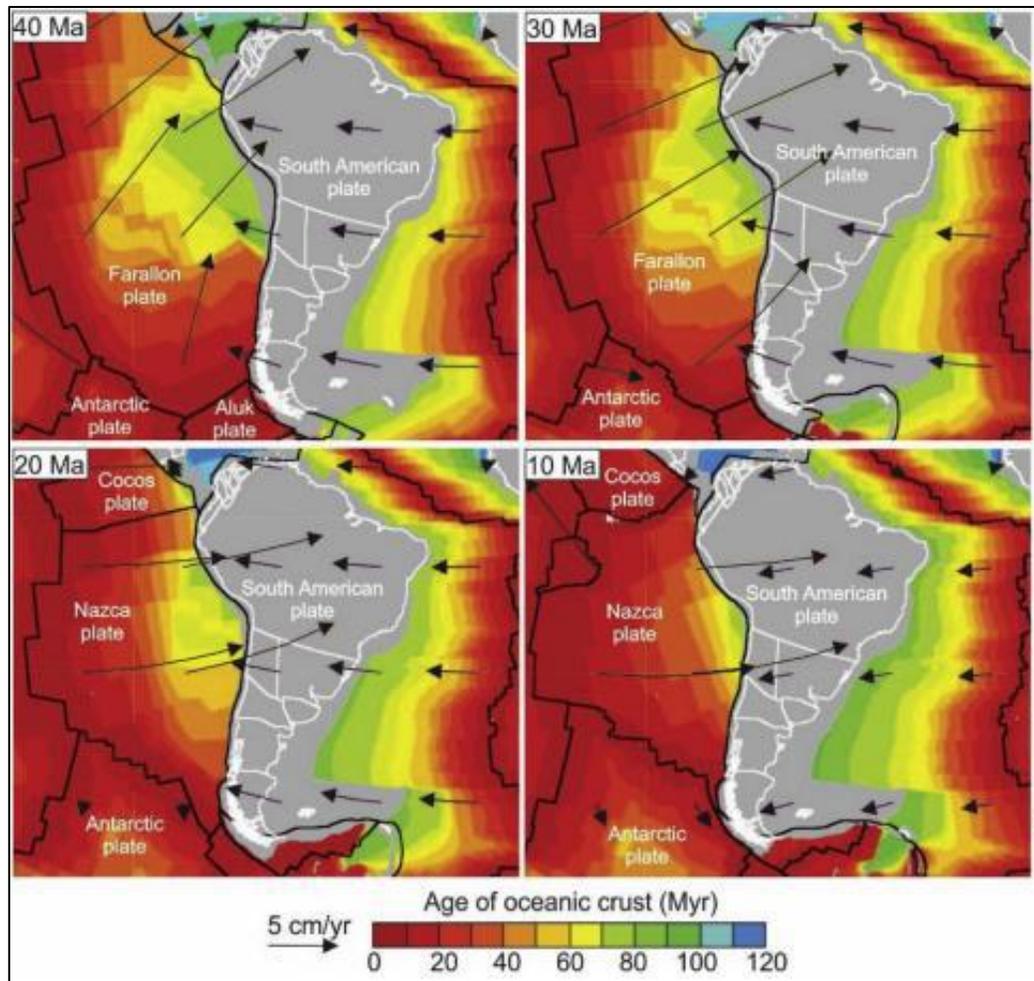
## 2. ANTECEDENTES

### 2.1 MARCO TECTÓNICO

#### 2.1.1 Tectónica regional

El cinturón montañoso de los Andes Central se relaciona con la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana y se extiende de norte a sur a lo largo de 4300 km desde el norte del Perú hasta el centro-sur de Chile (Jordan y otros, 1983). Esta interacción ha permanecido desde el límite Triásico-Jurásico (Camus, 2003; Charrier y otros, 2007) con el desarrollo de un arco magmático paralelo al margen occidental de Gondwana (Charrier y otros, 2007; Oliveros y otros, 2020). Durante el Mesozoico y Cenozoico, esta dinámica ha tenido variaciones (Charrier y otros 2007; Meade y Conrad, 2008) que provocaron la construcción de los Andes, como en el ángulo de convergencia, velocidad de convergencia y ángulo de subducción, geometría de las placas que interactúan, el clima y tasas de erosión (Mpodozis y Ramos, 1989). Para la evolución Cretácica Superior – Cenozoica para esta zona de subducción se pueden reconocer tres etapas. La primera etapa, durante el Cretácico Superior – Eoceno Medio (72 - 47 Ma), está caracterizada por la subducción de la placa Farallón en la parte norte de la fosa y Aluk en la parte sur de ésta; además, las reconstrucciones sugieren que esta dorsal habría alcanzado la región patagónica durante el Eoceno según las predicciones de Cande y Leslie (1986). El movimiento relativo entre Farallón y Sudamérica durante esta etapa se caracteriza por un aumento progresivo de la velocidad de convergencia asociado a una rotación horaria de la dirección de convergencia (Somoza y Ghidella, 2005; Bello-González y otros, 2018). La segunda etapa ocurre entre el Eoceno medio y Oligoceno (47 - 28 Ma), en el que la subducción exclusiva de la placa Farallón ocurrió en un periodo extensivo cuyas condiciones de velocidad y dirección de convergencia fueron prácticamente constantes (Bello-González y otros, 2018). Finalmente, en la etapa más joven, desde el Oligoceno al reciente (28 Ma - reciente), en sus inicios se observa un abrupto incremento en la velocidad de convergencia, lo que pudo haber aumentado el ángulo de subducción bajo el borde continental (Muñoz y otros 2000) aunque autores como Somoza y Ghidella (2005) y Fennell y otros (2018) asocian este aumento al quiebre de la placa de Farallón en la placa de Nazca y la placa de Cocos hace 25 Ma (figura 2.1). En los últimos 10 Ma, la tasa de convergencia decreció significativamente,

al mismo tiempo en el que la altura de los Andes Central aumenta drásticamente. Esto último se produciría porque existe un mayor acople entre las placas, reduciendo la temperatura de fricción en la zona de subducción permitiendo la transmisión más efectiva de los esfuerzos originados por la convergencia (Somoza y Ghidella, 2005). El engrosamiento de la corteza (hasta 70 km de espesor), asociado a un acortamiento tectónico significativo (de hasta 150 - 300 km de acortamiento) y empuje a gran escala de la cordillera de los Andes sobre el continente sudamericano en el margen del retrocabalgamiento, daría como resultado la alta elevación de los Andes (Wigger y otros, 1994; Allmendinger y otros, 1997; Kley y Monaldi, 1998; Kley, 1999; Kley y otros, 1999; Coutand y otros, 2001; Oncken y otros, 2006). A la altura de la latitud 33°S, el cinturón montañoso de los Andes presenta un ancho de aproximadamente 100 km conformado por la culminación del basamento de la Cordillera Frontal hacia el este, y por rocas Mesozoicas-Cenozoicas corridas y plegadas de la Cordillera Principal hacia el oeste (Reinser y otros, 2017). El flanco oriental de la cordillera de los Andes se caracteriza por presentar estructuras con vergencia al este, la cual es opuesta a la vergencia que presenta el margen de subducción (Armijo y otros, 2010). La evidencia menos aparente de tectónica de empuje activa en el lado occidental de los Andes, directamente frente a la zona de subducción, hasta ahora ha sido ignorada. (Reinser y otros, 2017). Muñoz y otros en 1996 describieron una estructura denominada West-vergent Thrust System (WTS) la cual está en el límite de la Depresión Central y Cordillera Principal entre los 15° S y 20° S y corresponde a un sistema fallado y de alto ángulo con vergencia hacia el oeste que levanta el basamento metamórfico de edad precámbrica y secuencias sedimentarias del Mesozoico sobre unidades sedimentarias y volcánicas de edad terciaria media y superior.



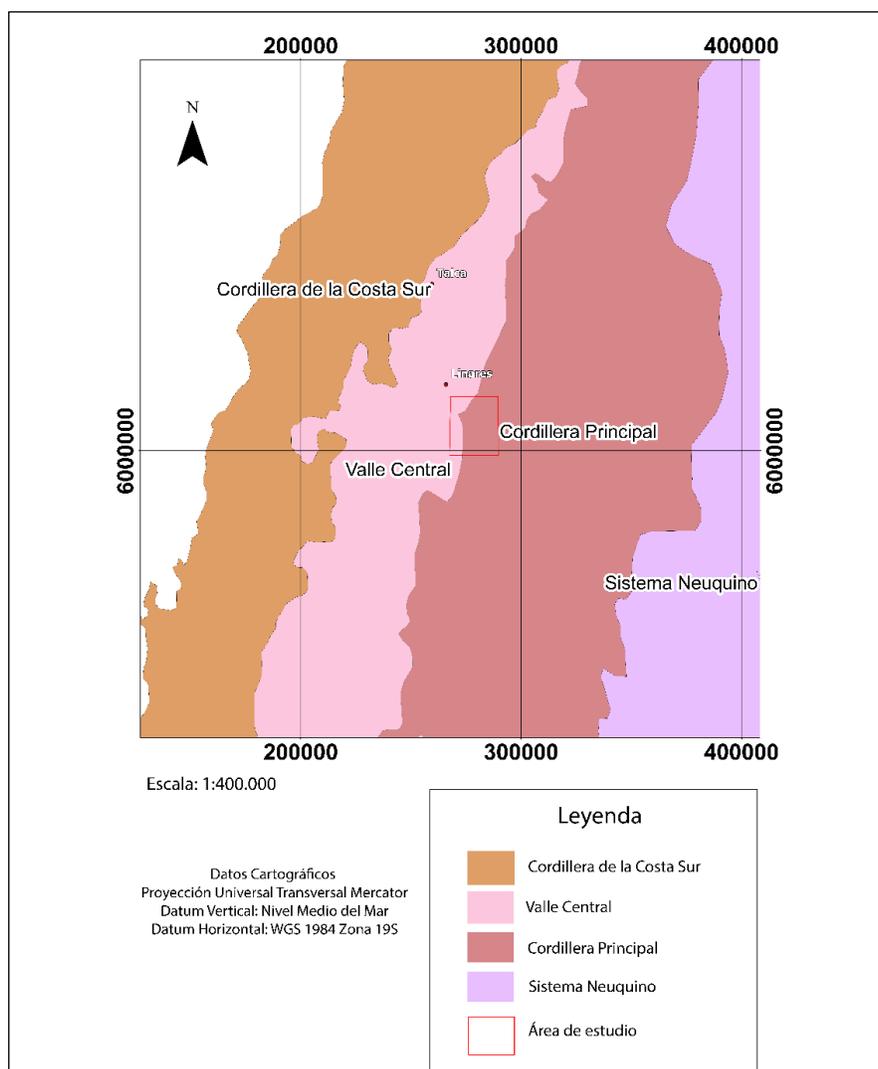
**Figura 2.1: Convergencia del borde occidental sudamericano entre los 40 y 10 Ma.** A los 20 Ma se muestra la ruptura de la placa de Farellón en la placa de Nazca y placa de Cocos aumentando la tasa de convergencia y cambiando a un régimen más ortogonal. Tomado de Fennel y otros (2018).

### 2.1.2 Unidades morfoestructurales a los 36° S

La segmentación tectónica de la placa superior estrechamente relacionada con las características de la placa oceánica y su modo de subducción a lo largo del tiempo geológico (Jordan y otros, 1983; Kley y otros, 1999). A partir del Oligoceno tardío, las deformaciones producidas por la subducción (Tabbens y Cande, 1997), junto con la herencia estructural y estratigráfica continental Paleo – Mesozoica (Jordan y otros, 1983; Kley y otros, 1999) han dado como resultado las actuales

morfoestructuras que existen en los Andes con estilos de deformación particulares y orientación subparalela a la Fosa.

En los Andes de Chile central, entre los  $35^{\circ}30'$  –  $36^{\circ}30'S$ , se reconocen tres unidades morfoestructurales (Spikings y otros, 2008) con una orientación aproximada N – S a NNE – SSW corresponden (de oeste a este) a la Cordillera de la Costa, Valle Central y Cordillera Principal (figura 2.2).



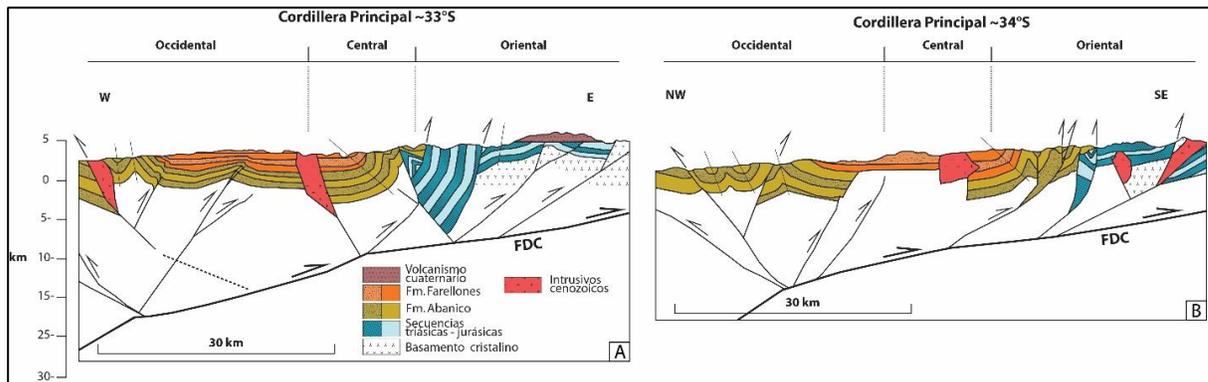
**Figura 2.2: Mapa de morfoestructuras.** De oeste a este: Cordillera de la Costa Sur, Valle Central, Cordillera Principal y Sistema Neuquino. Además, se marca la zona de estudio. Elaboración propia.

La Cordillera de la Costa se extiende de manera discontinua a lo largo de más de 3.000 km. Su altura varía desde 500 m a la latitud 46° S hasta los 2000 m a los 33° S (Cembrano y otros, 2007). El sector oriental de esta morfoestructura presenta rocas metamórficas y algunos afloramientos de rocas sedimentarias Cretácicas y Triásicas superior (Hervé y otros, 1988). Las rocas metamórficas presentan dos series de metamientos: la serie occidental y oriental (Martin y otros, 1999). Las terrazas marinas están dispuestas de forma subhorizontal sobre rocas paleozoicas que alcanzan los 500 m s.n.m (Gana y otros, 1994). En su límite oriental, entre los 35°S y 38°S, afloran plutones del Jurásico Inferior, secuencias estratificadas volcánicas y sedimentarias del mesozoico, como también depósitos cuaternarios continentales (Sernageomin, 2003).

A los 36° S, el Valle Central (Depresión Central) se caracteriza por presentar un ancho de 45 km aproximadamente y una inclinación, desde su límite con la Cordillera Principal hasta la Cordillera de la Costa, de 0,10 - 0,20%, alcanzando alturas de 40 a 300 m s. n. m. Desde el Cuaternario inferior ha actuado como una cuenca que ha recibido una importante acumulación de sedimentos fluvio – aluviales y volcánicos provenientes de la cordillera andina, dando origen a distintos niveles de terrazas bordeando cerros islas (Hauser, 1995). Estudios recientes han demostrado que la subsidencia del Valle Central con respecto a la Cordillera Principal es causada por un sistema de fallas inversas que afecta a depósitos cuaternarios ubicadas al este de la ciudad de Santiago (~33°S) y en la precordillera de Linares (~36°S) donde se ubica la zona de estudio (Vargas y otros, 2014; Sepúlveda, 2019).

Entre los 35°30'S y 36°30'S, la Cordillera Principal presenta un ancho de 120 km aproximadamente y una altura máxima de 4000 m s.n.m.. En su sector más occidental se presentan suaves lomas de una altura de cientos de metros que, hacia el oriente, evolucionan rápidamente a un relieve relativamente joven asociado a múltiples valles glaciales y fluviales. En la figura 2.3 se observa la división de la Cordillera Principal en tres dominios estructurales: occidental, centra y oriental, caracterizados por la vergencia de sus estructuras (Farias y otros, 2010). El dominio occidental está constituido por rocas de la Formación Abanico que corresponden a rocas volcanosedimentarias del Cenozoico intruidas por cuerpos plutónicos (Spikings y otros, 2008) deformadas por fallas y pliegues con orientación aproximada N – S y en menor medida con fallas

de orientación WNW – ESE (Rivera y Cembrano, 2000) que muestran una vergencia general al oeste limitando la Cordillera Principal con el Valle Central a través de la falla San Ramón, Pucuro (Thiele, 1980; Charrier y otros, 2005; Fock y otros, 2006; Armijo y otros, 2010) y Mesamávida (Sepúlveda, 2019). El dominio central se compone por rocas Cenozoicas deformadas por pliegues cuyos largos alcanzan órdenes kilométricos, fallas normales invertidas y retrocabalgamientos. Al oriente del dominio central, rocas Cenozoicas cabalgan sobre secuencias marinas y continentales Mesozoicas por medio de fallas con vergencia hacia el este (Charrier y otros, 2002; Fock y otros, 2006; Farías y otros, 2010). El dominio oriental se constituye por rocas sedimentarias marinas y continentales del Mesozoico afectadas por volcanismo cuaternario (Farias y otros, 2008), con estructuras que presentan vergencia hacia el este principalmente.

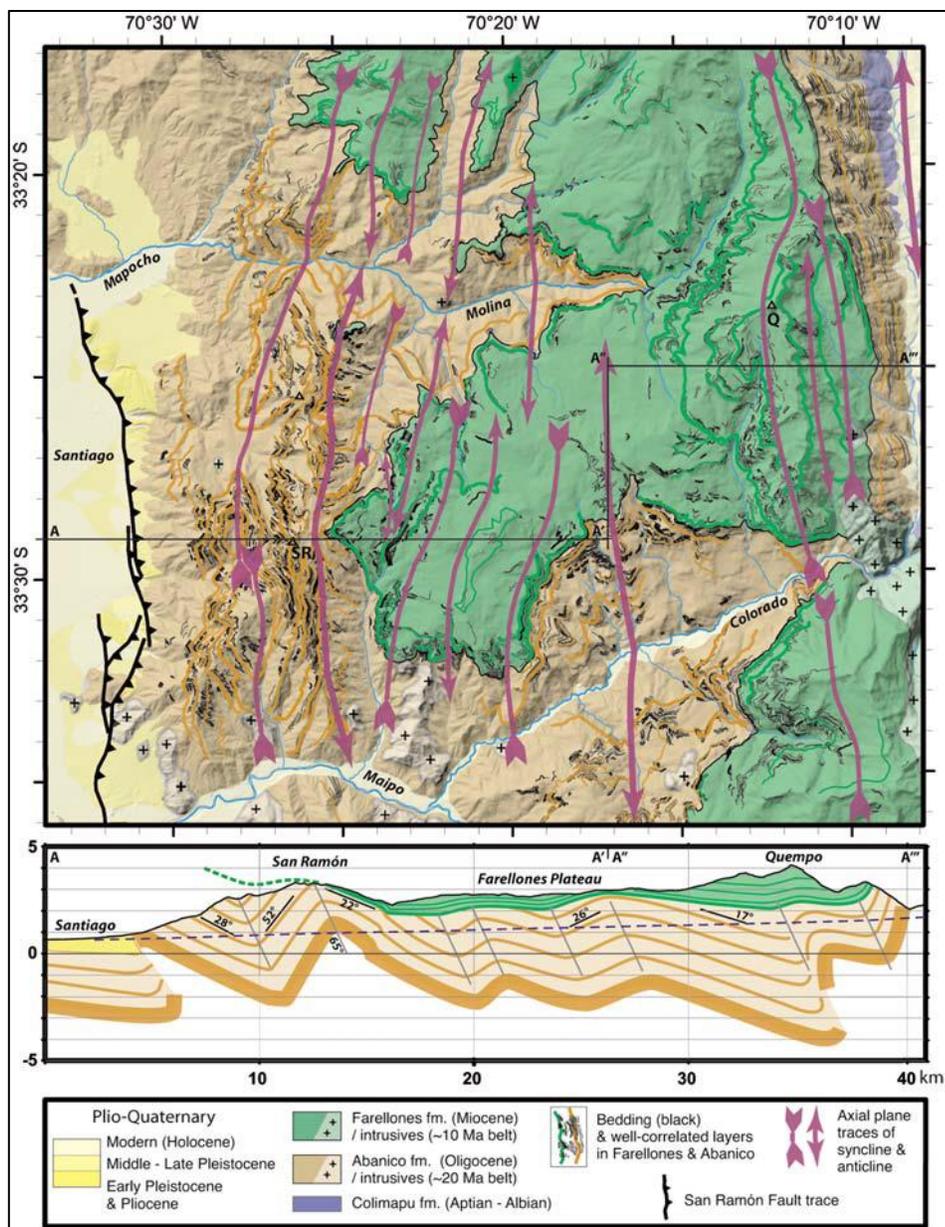


**Figura 2.3: Perfil estructural de los distintos dominios de la Cordillera Principal.** Se notan los tres dominios en los que se divide la Cordillera Principal. FDC: Falla de Despegue Cortical. Tomado de Farías y otros (2010).

### 2.1.3 Cabalgamiento Occidental Andino o *West Anden Thrust* (WAT)

En Chile Central, el Cabalgamiento Occidental Andino o WAT (por sus siglas en inglés *West Anden Thrust*), referida por Armijo y otros (2010), es una estructura que marca el límite entre la Depresión Central y la Precordillera y se ubica en el Antearco Interno y consisten en pliegues y cabalgamientos con vergencia al oeste y ocurren en el norte entre las latitudes 18°S y 20°S (Farías y otros, 2005) y en el centro entre las latitudes 33°S y 34°S (Armijo y otros, 2010).

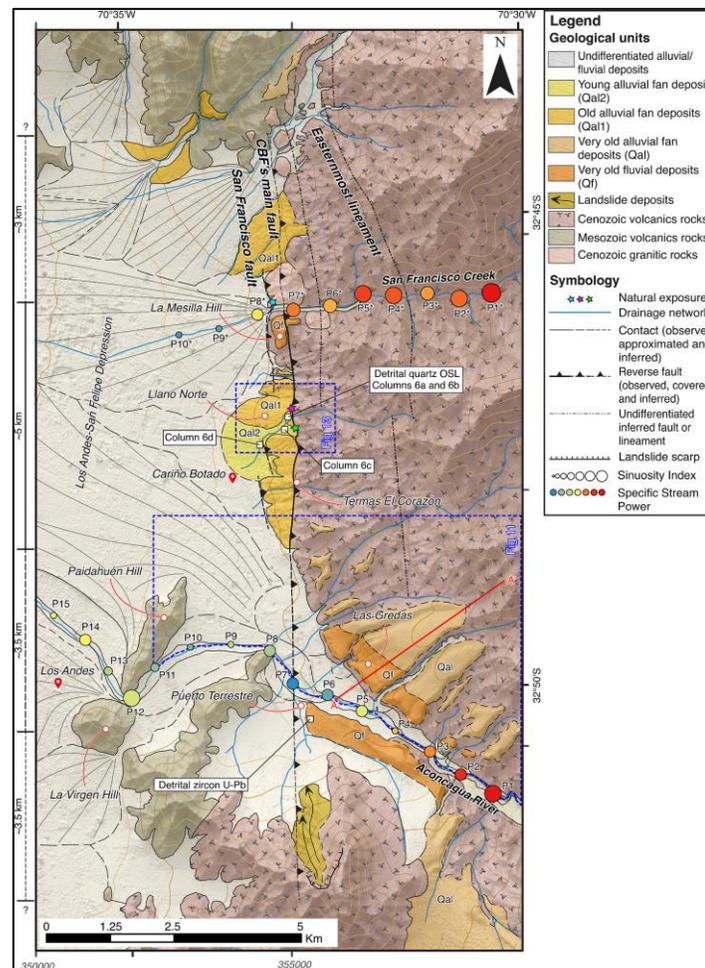
Armijo y otros (2010), formalizan y demuestran la importancia de la Falla de San Ramón (figura 2.4) en el contexto del orógeno andino, en el cual no solo existen fallas antitéticas al lado oriental, en Bolivia y Argentina, sino que además hay un sistema de fallas al lado occidental visibles en Chile y son sintéticas al acoplamiento tectónico en donde la placa de Nazca subducta a la placa Sudamericana. Esta falla se interpreta como una falla inversa activa (Armijo y otros, 2010). Se han estimado diferentes valores de tasas de alzamiento para el frente cordillerano andino al este de la falla San Ramón: Rauld (2011) ha estimado tasas de alzamiento a largo plazo de mínimo de 0,2 mm/año para el frente cordillerano, a partir de las edades y alturas de las formaciones Abanico y Farellones considerando que la deformación comenzó hace 22 – 25 Ma. Además, en su trabajo se consideraron las terrazas fluviales del río Maipo como marcadores geomorfológicos de la deformación en esa zona producida por la falla San Ramón, estimando un valor aproximado de tasa de alzamiento que varía entre los 0,37 a 0,64 mm/año; Armijo y otros (2010) ha estimado una tasa de incisión mínima de 0,125 mm/año (2 km de incisión en 16 Ma) en la meseta *piggyback* Farellones, aunque este valor es una restricción débil a las tasas de elevación ya que el levantamiento de las rocas pudo haber ocurrido antes de la incisión del río. Sumado a lo anterior, en los depósitos de la formación Farellones se calculó la tasa de incisión de los ríos Maipo y Mapocho dando como resultado un valor de 0,25 mm/año (4 km de incisión en 16 Ma), que es dos veces el valor obtenido en la meseta Farellones.



**Figura 2.4: Mapa estructural y perfil E – W de la zona San Ramón – Meseta Farellones.** En el mapa se indica la traza del plano axial en violeta, en negro la traza de la falla San Ramón, y A-A' y A''-A''' indican la traza del perfil. Extraído de Armijo y otros (2010).

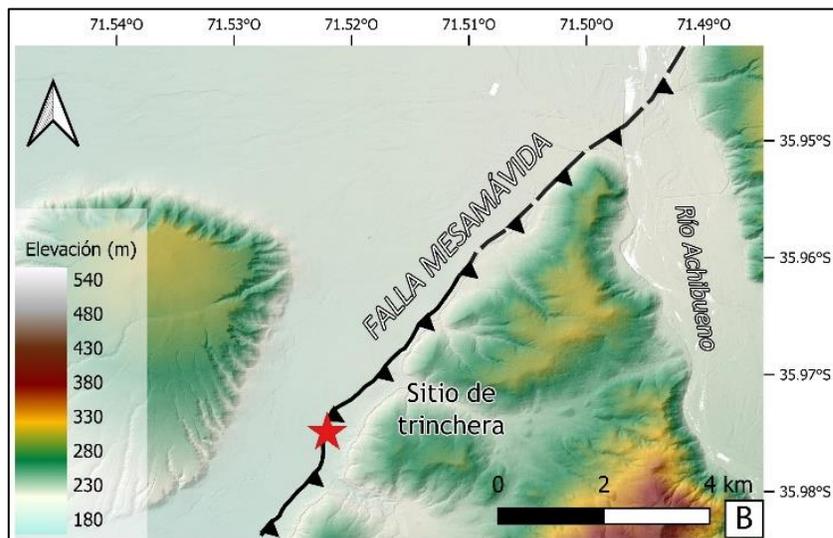
La falla Cariño Botado es parte del sistema estructural Pocuro (Estay y otros, 2023) que se ubica al norte de la falla San Ramón, entre las latitudes 32,5°S y 33°S (figura 2.5) y también presenta características de falla inversa con vergencia al oeste (Rivano y otros, 1993). En el sector Andes -

San Felipe, Estay y otros (2023) calculan la tasa alzamiento vertical para la falla Cariño Botado con un valor estimado de 0,4 mm/año obtenido a partir de depósitos cenozoicos que se disponen sobre depósitos aluviales cuaternarios produciendo una superficie de alzamiento de aproximadamente 3,2 m acumulado hace ~ 8700 años. También, a partir de los depósitos de las terrazas fluviales del río Aconcagua que se ubican sobre el bloque colgante de la falla se obtuvo una edad de  $0,9 \pm 0,1$  Ma (de circones detríticos), y la altura de ~150 m sobre el nivel del río que tiene la base del pedimento localizado al norte de dicho río, se calculó una tasa de incisión de 0,1 mm/año la cual se considera como tasa de alzamiento para el frente occidental andino en esa zona.



**Figura 2.5:** Mapa geomorfológico y geológico sector Los Andes. Se marca el trazado de la falla Cariño Botado (observada, cubierta e inferida). Ver simbología para más información. Extraído de Estay y otros (2023).

Cortés y otros (en preparación) confirman que, a los 36°S del WAT, el escarpe métrico de orientación NNE (figura 2.6) detectado en depósitos cuaternarios corresponde al resultado del deslizamiento inverso de la falla Mesamávida, indicando que es una estructura sismogénica que ha generado paleoterremotos de Mw 6,2 – 6,5 durante el Holoceno teniendo el potencial de producir eventos sísmicos similares en el presente. La longitud de este escarpe llega hasta los 6 km en el frente montañoso.



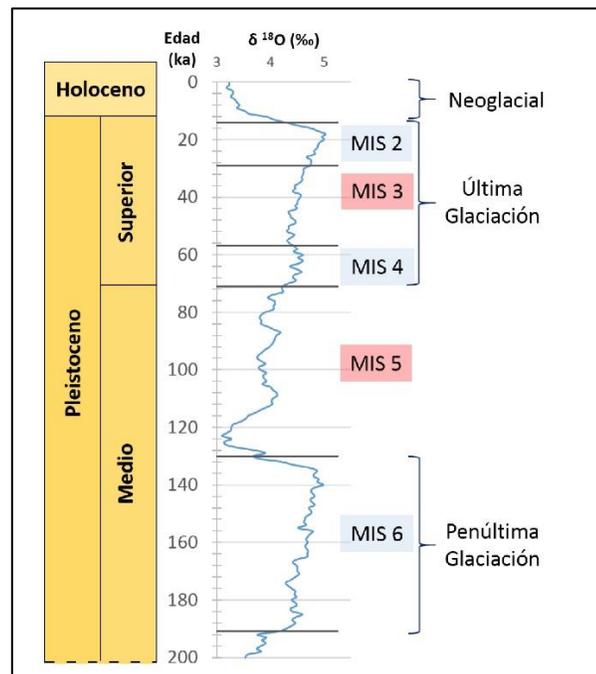
**Figura 2.6:** Mapa de elevación sector cerro Mesamávida. La traza de color negro indica la falla Mesamávida. Extraído de Vega (2021).

Con relación a la extensión de las fallas que se presentan al norte del sector de Mesamávida, las longitudes registradas para la falla Cariño Botado dependen de los estudios realizados por cada autor, por ejemplo, según Medina (2018) esta estructura cuenta con una longitud mínima de 9 km alcanza un máximo de 20 km al sureste de la localidad Cariño Botado, mientras que Estay y otros (2023) calculan un largo mínimo de 5 km hasta 15 km. Para la falla San Ramón, la mejor expresión superficial se encuentra en un segmento de 14 a 15 km de longitud entre el cerro Calán y Quebrada Macul, cubriendo así gran parte de los 25 km que separan los ríos Mapocho y Maipo a lo largo del frente montañoso de San Ramón (Armijo y otros, 2010).

## 2.2 SÍNTESIS PALEOCLIMÁTICA CUATERNARIO-Holoceno A LOS 36° S

A partir de los 2,6 Ma, en la historia de la Tierra, el clima se caracteriza por haber sufrido grandes cambios asociados a los ciclos de Milankovitch o variaciones en la órbita de la Tierra alrededor del Sol. Estos cambios corresponden a descensos en la temperatura global del planeta y el desarrollo de campos de hielos en rangos de tiempos denominados periodos glaciales que se intercalan periodos interglaciales. A comienzos del cuaternario, las fluctuaciones climáticas sucedían cada 41 ka, pero desde los 0,8 Ma se establecieron ciclos de cada 100 ka (Ehlers y otros, 2017).

Desde el Mionceno existe un registro continuo de las glaciaciones en Chile, donde el mejor de ellos se ha obtenido en los estudios de la región de Los Lagos comparables con eventos globales. Los principales episodios glaciales del Cuaternario tardío se resumen en la figura 2.4, estos son: Penúltima Glaciación (MIS 6), Última Glaciación (MIS 4-2) y Neoglacial.



**Figura 2.4: Episodios glaciales del Pleistoceno medio-Holoceno.** Extraído de Henry (2021).

En la etapa Neoglacial suceden los avances glaciales del Holoceno tardío cuya actividad mas extensa y reciente es la Pequeña Edad del Hielo o LIA (*Little Ice Age*) (Bradley y Jonest, 1993), que comprende avances entre 11000 – 1300 y 1700 – 1900 (Grove, 1988 en Koch, 2015).

Entre los 33°S y 37°S, en la cordillera de los Andes, hubo glaciación entre los intervalos fríos del Cenozoico tardío a pesar de las altitudes medias, debido a que es una zona relativamente de altas precipitaciones, aunque existe escasa información preservada debido a la actividad volcánica pleistocena-holocena (Clapperton, 1994).

## **2.3 MARCO GEOLÓGICO LOCAL**

### **2.3.1 Rocas estratificadas**

#### **2.3.1.1 Formación Cura-Mallín**

Definida por Gonzalez – Ferran y Vergara en 1962 en el estero homónimo dentro de la Hoja Laguna de La Laja y descrita como una sucesión de sedimentitas clásticas continentales e intercalaciones volcanitas de queratófidos y porfiritas cuarcíferas del Jurásico Superior – Cretácico Inferior. En la zona de estudio, Formación Cura – Mallín está compuesta por una secuencia de rocas piroclásticas, sedimentitas clásticas y subordinadas coladas de lava de composición intermedia (Muñoz y Niemeyer, 1984). La base de esta formación representa a las rocas de la Formación Plan de los Yeuques y los niveles superiores corresponden a la denominada Formación Abanico (Gonzalez – Ferran y Vergara, 1962). Esta sobreyace en discordancia angular a rocas sedimentarias clásticas de la Formación Plan de los Yeuques e infrayace con pseudoconcordancia o concordancia a la Formación Trapa – Trapa y en discordancia angular a las formaciones Campanario, Cola de Zorro y de los Volcanes y Lavas. Se distribuye en gran parte en los cordones entre los ríos Achibueno y Guaiquivilo (Muñoz y Niemeyer, 1984).

Se puede dividir en dos miembros de base a techo:

Miembro Río Queuco: compuesto por tobas, brechas y de forma subordinada, areniscas, conglomerados, lutitas y coladas de lavas finamente estratificadas.

Miembro Malla – Malla: representado por areniscas, conglomerados y lutitas, y en menor proporción, tobas, brechas, calizas y niveles carbonosos. Esta de forma concordante al Miembro Río Queuco.

En la Hoja Laguna del Maule, la Formación Cura – Mallín solo indica edad máxima post – oxfordiana y edad mínima Mioceno medio, sin embargo, en la Hoja Laguna de la Laja, antecedentes paleontológicos indicados por Osorio, 1982 y Covacevich, 1975 en Muñoz y Niemeyer, 1984, permiten asignarle una edad Eoceno-Mioceno medio, pero al no estar expuesta su base su edad máxima podría ser más antigua.

Debido a la gran cantidad de tobas y brechas del Miembro Río Queuco se puede evidenciar que existió una gran actividad volcánica efusiva de carácter piroclástica durante la depositación. Gran parte de los materiales se depositaron en condiciones continentales, directamente desde el aire. El Miembro Malla – Malla representa, por un lado, un ambiente fluvial debido a la presencia de las areniscas y conglomerados cuyo origen fue de la erosión de rocas intrusivas y volcánicas más antiguas aportados por erupciones volcánicas sincrónicas, mientras que, por otro lado, las lutitas con flora fósil, niveles calcáreos y carbonosos, representan un ambiente lacustre de aguas poco profundas.

#### 2.3.1.2 Formación La Montaña

Esta formación, definida por Gajardo (1981), se describe como un conjunto de conglomerados, conglomerados arenosos, areniscas, limolitas y depósitos piroclásticos, semiconsolidados y alterados, y están presentes desde los 35°30' Lat. S hacia el sur como los primeros paisajes cordilleranos caracterizados por lomas bajas y redondeadas. En la zona de estudio se distribuyen al oeste del río Achibueno y sobreyacen en discordancia la Formación Abanico e infrayacen en discordancia a depósitos de terrazas fluvio –glaciales y fluviales Holocenas (Muñoz y Niemeyer, 1984).

La secuencia se caracteriza presentar una estratificación poco desarrollada cuyos depósitos están poco compactados y no cementados en los que predominan conglomerados, conglomerados arenosos, areniscas, limolitas y cenizas de tonos amarillos, anaranjados, pardo-rojizo, rojos, grises y verdes. El tipo litológico predominante corresponde a conglomerado oligomítico, que presenta clastos redondeados a subredondeados, de forma subsférica a alargada y tamaño variable, en general, entre 5 y 20 cm, aunque esporádicamente se encuentra clastos de mayor tamaño hasta 1 – 5 m, englobados en una matriz arenosa a arcilloso-limosa. La litología de los clastos es, en su mayoría, de composición andesítica, andesítica basáltica y basáltica de características similares a las coladas de lavas provenientes de la Formación Cola de Zorro (Muñoz y Niemeyer, 1984).

Por un lado, Muñoz – Cristi en 1960 indica una edad cuaternaria, que también fue apoyada por Moreno en 1982. Gajardo (1981) le asignó, sin abundar en detalles estratigráficos o relaciones de contacto, una edad cuaternaria, siguiendo el criterio de Muñoz-Cristi (1960). Por otro lado, considerando la avanzada meteorización *in situ* de los clastos, la erosión fluvial que los afecta y estar parcialmente cubierto por terrazas fluvio-glaciales, Varela y Moreno (1982), le asignan una edad pleistocena inferior. Según Hauser (1970), Formación La Montaña, posiblemente es equivalente a los denominados “Rodados Multicolores” que se encuentran desde el río Maule hasta la isla de Chiloé y se presentan de forma gradual en los terrenos más occidentales. Vergara y Munizaga (1974) en Hauser (1986), datan con el método K/Ar fragmentos de obsidiana de los depósitos multicolores que se apoyaban en rocas volcánicas obteniendo una edad de 760 000 años  $\pm$  210.000 años. Hauser (1986) le asigna una edad Plioceno – Pleistoceno.

Los materiales que constituyen esta formación provienen desde el macizo cordillerano andino, que en ese tiempo habría una alta actividad volcánica generadora de la Formación Cola de Zorro (Muñoz – Cristi, 1960). Los cauces de la cordillera habrían transportado los materiales hasta las superficies relativamente peneplanizadas, especialmente en el valle Central de Chile (Hauser, 1986). Los depósitos se pudieron haber formado como conos fluvio-glaciales y aluviales de carácter torrencial (Muñoz y Niemeyer, 1984).

### 2.3.1.3 Depósitos No Consolidados

Corresponden a depósitos de origen fluvial, fluvio – glacial, glacial, lacustre y coluvial que cubren las diferentes unidades estratigráficas e intrusivos de la zona. Se les asigna una edad Cuaternario.

Los diferentes niveles de terrazas discontinuadas, adosadas en las laderas de los valles están formadas por depósitos fluvio – glaciales y permiten un buen desarrollo de suelo y vegetación. Cubren los valles de los ríos Achibueno y Guaiquivilo y pueden formar grandes escarpes de decenas de metros en los flancos de los actuales lechos de ríos.

Los depósitos de origen coluviales se localizan en las laderas de fuertes pendientes y sin vegetación, de los valles de origen glacial. Se caracterizan por ser inmaduros y se componen de fragmentos rocosos monomíticos y angulosos.

## 2.3.2 Rocas intrusivas

### 2.3.2.1 Pórfido andesítico (Mpa)

Corresponden a cuerpos pequeños que serían gran parte de cuerpos subvolcánicos encargados de alimentar centros efusivos de coladas de lava y materiales piroclásticos (Muñoz y Niemeyer, 1984).

Las andesitas presentan textura porfírica, de color gris oscuro a verde claro. Presentan cristales de plagioclasa y anfíbola y/o piroxenos, además de esfero, apatito y minerales opacos. Presenta alteración local representada por clorita, calcita, epidota, sericita y ceolita (Muñoz y Niemeyer, 1984).

En el valle del río Achibueno se pueden reconocer la intrusión de este pórfido en Formación Cura – Mallín, por lo que se deduce una edad máxima Mioceno superior, aunque otros cuerpos intruyen a Formación Campanario por lo que su edad mínima sería Plioceno, probablemente inferior (Muñoz y Niemeyer, 1984).

### **3. METODOLOGÍA**

La metodología de este trabajo se desarrolla en tres etapas: la primera consiste en identificar las terrazas fluviales del río Achibueno a partir de un análisis semiautomatizado de un modelo elevación digital LiDAR de alta resolución (1 m), complementado con trazados de perfiles transversales al río en la zona de estudio para determinar el número de terrazas y las alturas de estas con respecto al nivel base del río; en la segunda etapa se determinan las edades de algunas terrazas; finalmente, se integran estos resultados para determinar las tasas de incisión y discutir su significado en término de tasas de alzamiento.

#### **3.1 COMPILACIÓN Y MAPEO GEOLÓGICO**

##### **3.1.1 Recopilación bibliográfica**

Se recopila información bibliográfica de las distintas unidades geológicas emplazadas en la precordillera de Linares, específicamente en el sector de río Achibueno, a partir de cartas geológicas de Sernageomin.

##### **3.1.2 Software TerEx**

Las llanuras aluviales y las terrazas fluviales son indicadores útiles de procesos geomorfológicos pasados y presentes. A través del análisis de las secuencias de terrazas y la estratigrafía, estos accidentes geográficos pueden usarse para cuantificar la dinámica fuente-sumidero, la migración del canal y los cambios en la forma del plano, y la respuesta del canal a los cambios en el flujo de agua y sedimentos o el nivel base (Pazzaglia, 2013). El mapeo de las terrazas fluviales y las llanuras aluviales puede ser difícil y llevar mucho tiempo. Hasta hace poco, el mapeo de estas características en grandes áreas requería extensas campañas de campo en combinación con el análisis de imágenes aéreas y mapas topográficos (Stout y Belmont, 2013). A fines de la década de 1970, se utilizó el desarrollo de modelos digitales de terreno (DTM) y algoritmos informáticos para analizar las propiedades del terreno de las cuencas hidrográficas (Collins, 1973). Los modelos de elevación digital de baja resolución como los de 90, 30, 10 m de espaciado de cuadrícula prevén poca

información para mapear terrazas debido a la poca precisión horizontal y vertical de estos; sin embargo, los DEM de alta resolución (1 a 3 m) derivados de *LiDAR* (por sus siglas en inglés *Light Detection and Ranging*) proporcionan detalles suficientes para resolver estas y muchas otras características del paisaje (Stout y Belmont, 2013).

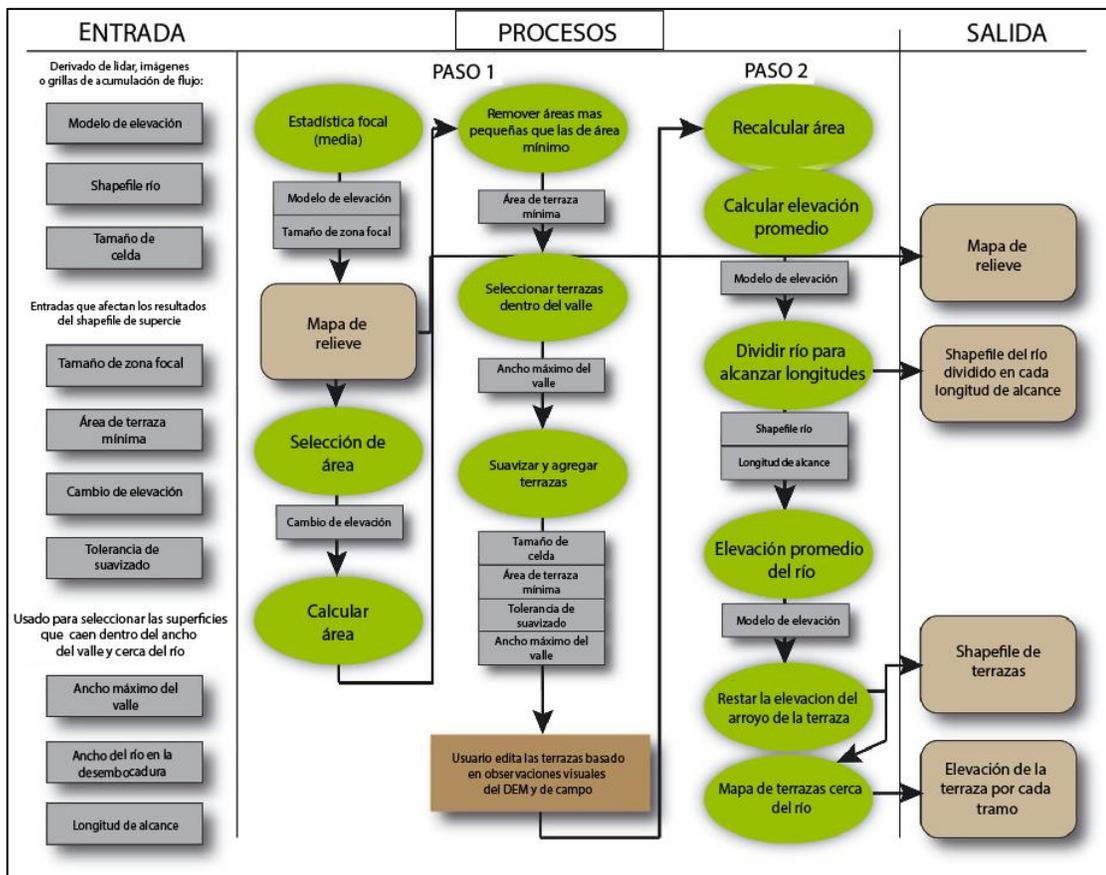
TerEx es una herramienta que utiliza un DEM de alta resolución para seleccionar, mapear y medir superficies planas discretas cercanas a un canal según el relieve local y otras variables que deben ser especificadas por el usuario. Fue desarrollado por Stout y Belmont en 2013 y funciona para ambos tipos de terrazas, es decir, terrazas de relleno y terrazas degradacionales (*strath terraces*). Esta herramienta corre en un ambiente *PYTHON* o como un *Toolbox* en *ArcMap*. Stout y Belmont (2013) mencionan que no es factible un mapeo totalmente automatizado debido a la variabilidad natural de las formas de las terrazas, y es por este motivo que TerEx se define como un método semiautomatizado en que el usuario utiliza criterios simples para estimar inicialmente los límites de las terrazas y proporcionarle medios sencillos para modificar esos límites.

Basándose en la forma típica de llanuras y terrazas, TerEx define una serie de reglas para llevar a cabo el mapeo. Estas son:

1. Seleccionar probables celdas de llanuras/terrazas aluviales a partir de un DEM.
2. Eliminar áreas que no son de interés
3. Generalizar las zonas seleccionadas
4. Generar un archivo *shapefile* que contenga las superficies de las terrazas/llanuras.

El proceso de mapeo se divide en dos pasos; en el primer paso (*step 1*), la herramienta analiza la topografía para identificar superficies planas en función de tres atributos: relieve local de la superficie, el cual no puede ser excedido por un valor definido por el usuario, el área de la superficie, que debe ser mayor al área mínima especificada, y la superficie seleccionada debe estar situada dentro del ancho del valle definido por el usuario. Al finalizar esta etapa, la herramienta se pausa para que el usuario pueda modificar los límites iniciales de las superficies. Stout y Belmont (2013) recomiendan eliminar zonas de terrazas que el autor considere inapropiadas tales como superficies de agua, caminos, abanicos aluviales, o incluso separar polígonos que debiesen

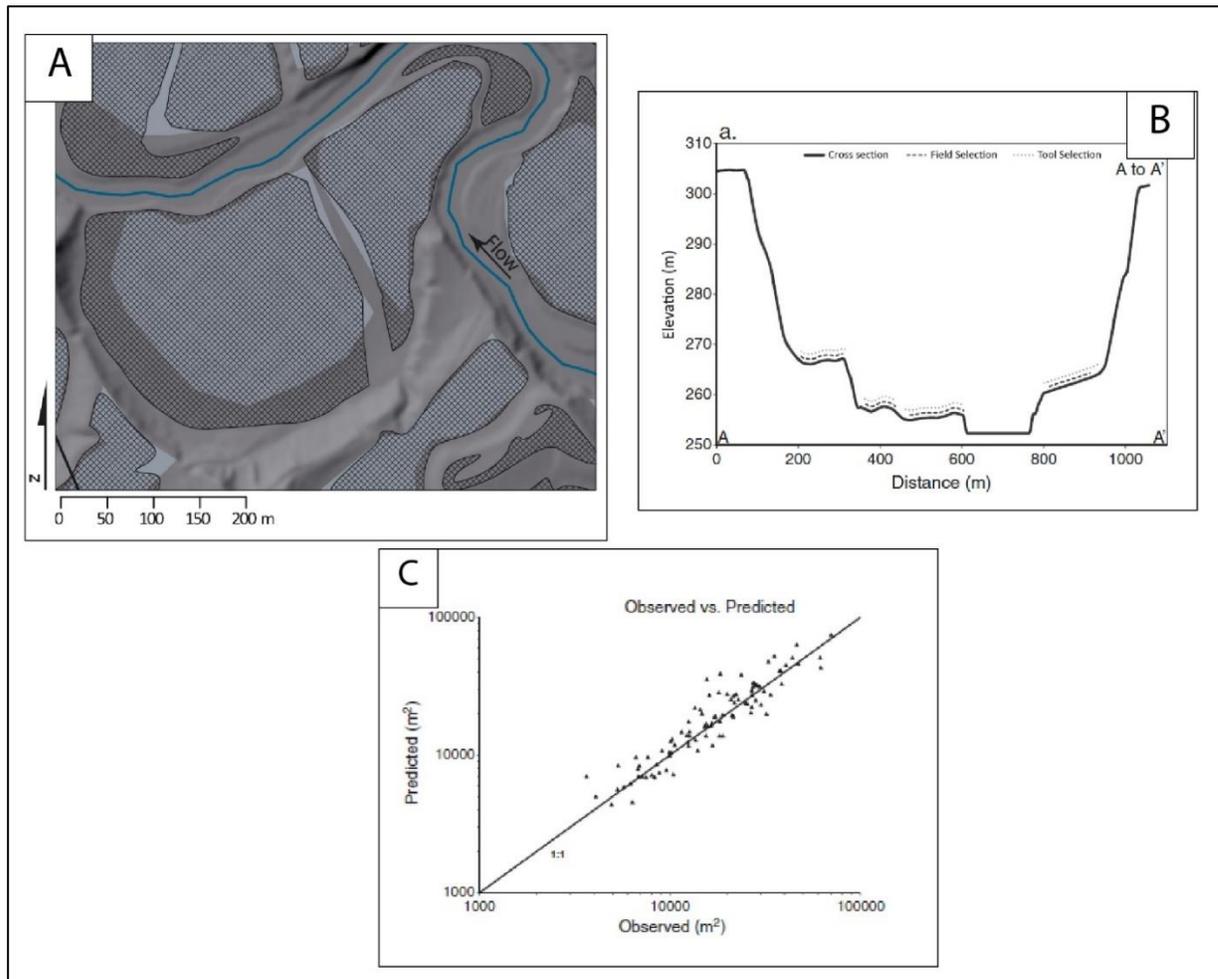
mostrarse como terrazas distintas, pero por ligeras diferencias de alturas se unieron como una sola. La eliminación de estos segmentos permite dividir la superficie única en múltiples superficies que representan correctamente las terrazas en el paisaje. Una vez que se haya editado el archivo *shapefile* que contiene los polígonos y se haya guardado en el mismo directorio, se da inicio al segundo paso (*step 2*). Las áreas de las superficies ahora editadas se vuelven a calcular y la elevación promedio de las superficies poligonales se calcula utilizando el DEM de entrada. La figura 3.1 muestra un diagrama de flujo que ilustra la relación entre los atributos de entrada, procesos y salidas.



**Figura 3.1: Flujo de procesos en TerEx.** En el gráfico se representa la relación entre los datos de entrada (rectángulos grises), procesos (óvalos verdes) y salidas (rectángulos pardos más grandes). Modificado de Stout y Belmont (2013).

Con la finalidad de validar esta herramienta, los autores usaron este software para identificar terrazas en dos ubicaciones: río Le Sueur, estado de Minnesota y Bridge Creek, estado de Oregon,

ambos en Estados Unidos. En estas ubicaciones ya se había desarrollado previamente un mapa de terrazas mediante digitalización manual en base a LIDAR y extensas campañas de mapeo de campo. En la figura 3.2 se presentan los resultados del mapeo realizado en el río Le Sueur usando la herramienta TerEx.



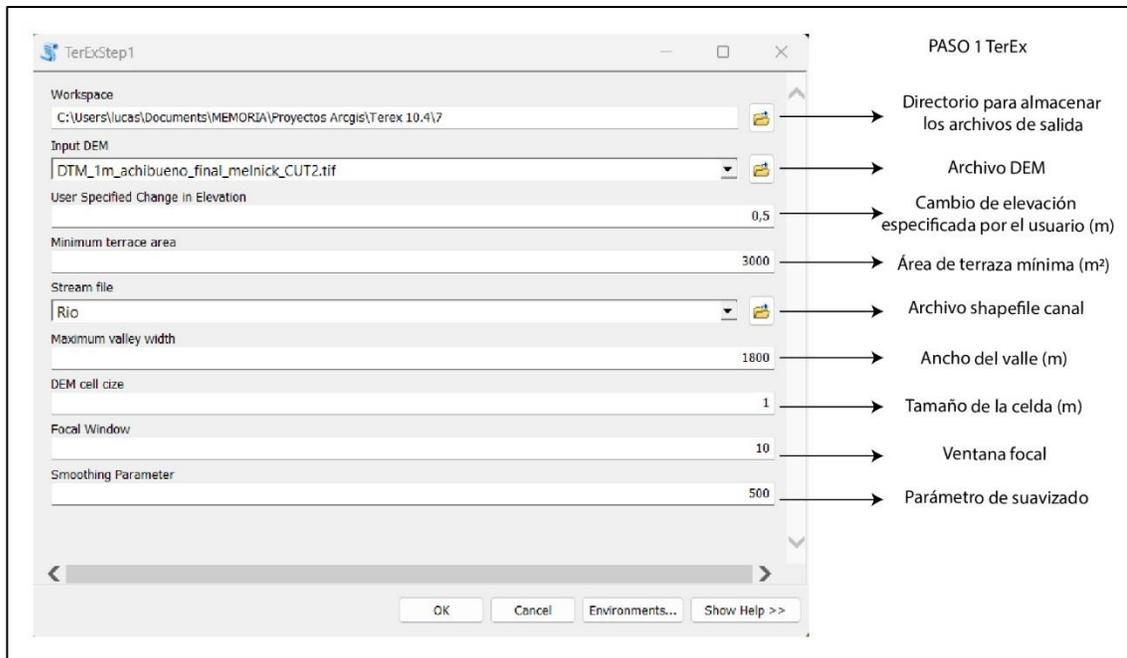
**Figura 3.2: Validación de superficies de terrazas identificadas con TerEx en río Le Sueur.** (a) Se muestra el mapeo semiautomatizado de terrazas fluviales identificadas en un sector del río Le Sueur. (b) En el perfil se presentan con línea segmentada fina las superficies identificadas por TerEx y con línea segmentada mas gruesa las superficies identificadas en trabajo de campo. (c) Grafico de área de superficie observada en terreno v/s área de superficie predicha por TerEx, donde los tamaños de las terrazas fueron bastante consistentes entre las observadas en terreno y las seleccionadas por la herramienta semiautomatizada.

Las áreas identificadas por TerEx resultan ser similares y consistentes con aquellas que fueron mapeadas en terreno y de forma digital a partir de LIDAR.

Para este trabajo en particular, se realizan 6 intentos con la finalidad de poder combinarlos entre sí para crear un solo mapa. Los datos de entrada que se utilizaron se muestran en la tabla 3.1 y figura 3.3:

**Tabla 3.1: Parámetros de entrada utilizados para ejecutar los distintos intentos en TerEx.** Se realizaron 6 intentos modificando parámetros como el cambio de elevación, área de terraza mínima y ventana focal.

<b>Intento</b>	<b>Cambio en la elevación</b>	<b>Área de terraza mínima (m<sup>2</sup>)</b>	<b>Ancho máximo del valle (m)</b>	<b>Ventana focal</b>	<b>Tamaño de celda DEM (m)</b>	<b>Parámetro de suavizado</b>
1	0,75	10000	1800	5	1	500
2	0,75	5000	1800	5	1	500
3	0,75	3000	1800	5	1	500
4	0,5	3000	1800	5	1	500
5	0,5	3000	1800	10	1	500
6	0,5	5000	1800	10	1	500

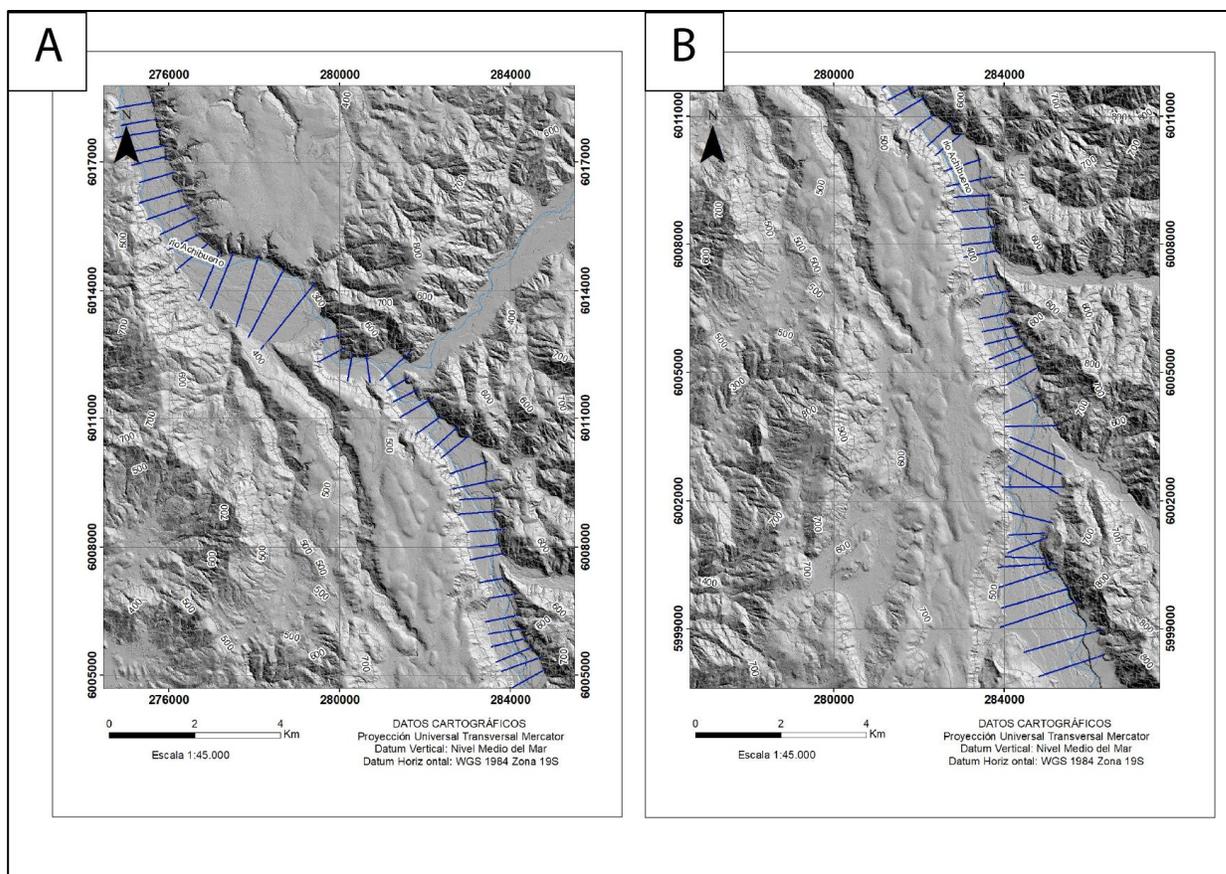


**Figura 3.3: Interfaz de TerEx.** Se indican los diferentes datos de entrada para ejecutar TerEx.

Hopkins y Snyder (2016), han utilizado diferentes métodos semiautomatizados para identificar terrazas fluviales y han concluido que la herramienta TerEx fue el único método que tuvo igual o mejores resultados en las zonas estudiadas ya que al incluir el ancho máximo del valle se disminuye el número de resultados de falsos positivos para regiones planas fuera del valle.

### 3.1.3 Trazado de perfiles

Para facilitar la identificación de los distintos niveles de terrazas y estimar la altura de estas con respecto al lecho del río, se trazaron 57 perfiles perpendiculares (figura 3.4) a dicho río en todo el valle. Cada perfil fue trazado en *ArcMap* y analizado en el software *GlobalMapper* v20.0.



**Figura 3.4: Trazado de perfiles a lo largo del río Achibueno.** Las líneas azules rectas representan los perfiles trazados en el sector norte (a) y sur (b) del área de estudio.

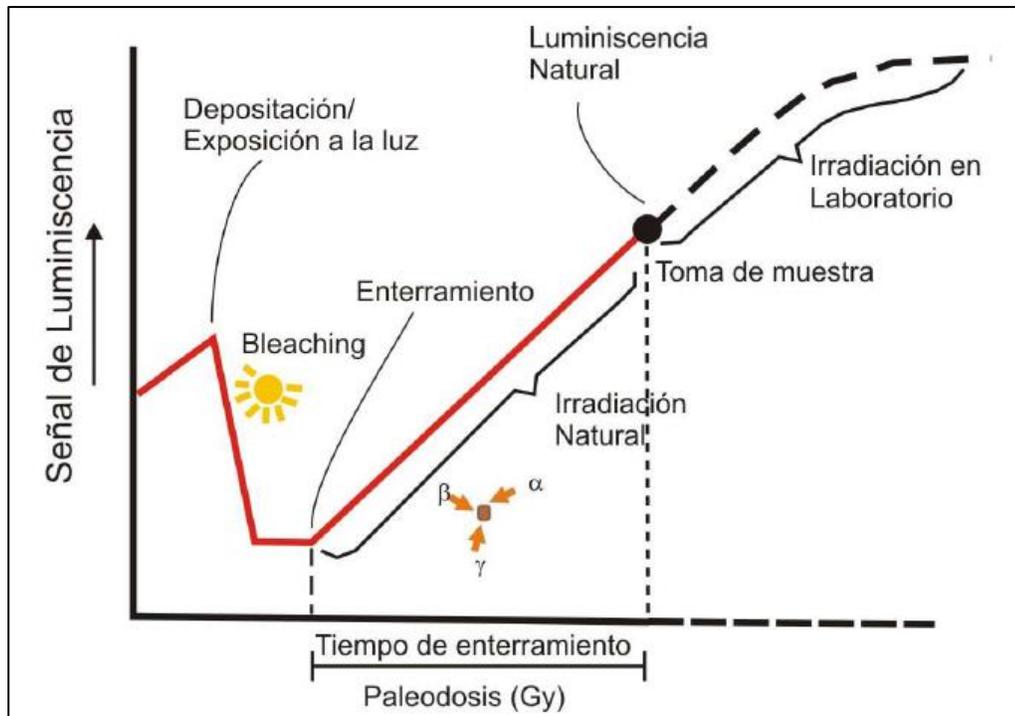
### 3.1.4 Descripción de terrazas en terreno

Durante el mes de enero de 2023, entre los días 23 y 27 en el sector del río Achibueno, comuna de Linares, se realizó una campaña de terreno donde se describieron y caracterizaron las litologías de las terrazas fluviales identificadas previamente en gabinete y posibles estructuras cuaternarias que las afecten. Además, se corroboraron los límites de cada polígono mediante fotografías aéreas.

### 3.2 DATACIÓN POR LUMINISCENCIA ÓPTICAMENTE ESTIMULADA (OSL)

El método de datación por Luminiscencia Ópticamente Estimulada u OSL, por su acrónimo en inglés (*Optically Stimulated Luminescence*), es un método que permite datar el último momento en que un material fue expuesto a la luz por lo que se puede estimar la edad de depositación y su rango de aplicación en condiciones óptimas va de 6 a 800000 años (García, 2007) aunque no para de optimizarse y se han llegado a datar sedimentos de 1,5 Ma (Bartz y otros 2019). Esta técnica, derivada del método de termoluminiscencia, fue desarrollada por Huntley y otros (1985), quienes la obtuvieron mientras buscaban un método que les permitiera datar directamente los granos minerales de un sedimento, y evitar así la necesidad de tener presente materia orgánica para aplicar el método de carbono 14, el cual en esa época era el más usado para sedimentos recientes.

Cuando un material (cuarzo) se expone a la luz, su señal latente es cercana a 0, pero cuando es enterrado y deja de recibir luz la señal latente comienza a aumentar (figura 3.5) debido que está expuesto a un débil flujo de radiación ionizante proveniente del torio, uranio y potasio-40 que se encuentran en el sedimento, así como también de los rayos cósmicos y del rubidio-87 (Aitken, 1998 en García, 2007).



**Figura 3.5: Gráfico tiempo de enterramiento v/s luminiscencia.** Este gráfico que representa el comportamiento de la luminiscencia de muestra según el tiempo de enterramiento y las condiciones de exposición a la luz.

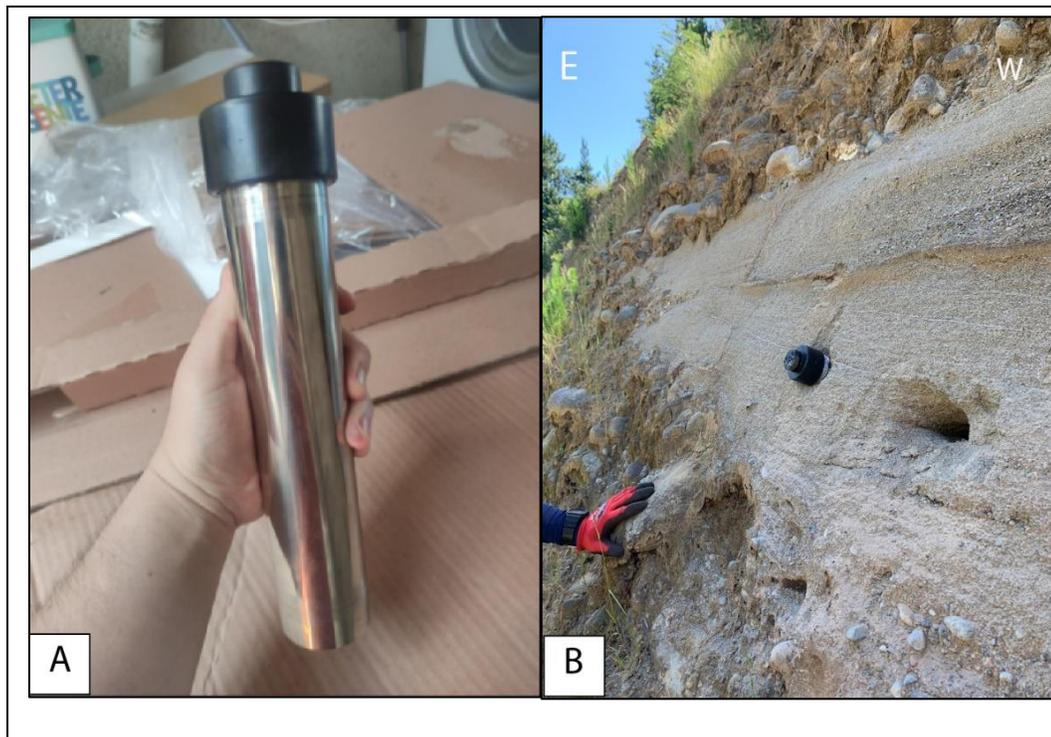
Al momento de tomar la muestra, los aspectos más relevantes a considerar son, procurar que los sedimentos no reciban en ningún momento luz, y tener en cuenta la superficie de extracción de las muestras que consisten en paredes verticales de altura variable compuestas por sedimentos no consolidados o semiconsolidados.

Los materiales que se utilizaron para extraer las muestras fueron, un tubo de acero de 25 cm de largo (figura 3.6), una tapa metálica adaptada al diámetro del tubo, un combo para introducir dicho tubo, cinta metálica para sellar ambos lados del tubo, espátula, etiquetas adhesivas, lápices para escribir información relevante de la muestra, y bolsas plásticas guardar muestras de rechazo.

Para extraer las muestras se siguió este procedimiento:

- Seleccionar una zona de la terraza con depósitos de arena no consolidados o bancos de arena semiconsolidados cuyo contenido de cuarzo se encuentre sobre el 10%.

- Con una espátula, limpiar la superficie de raíces y material suelto que pudiesen contaminar la muestra.
- Sellar con cinta metálica un extremo del tubo y colocar la tapa metálica en esa misma zona.
- Dibujar una flecha que indique la dirección en la que se introduce el tubo en la pared e indicar la base (B) y techo (T).
- Introducir el tubo. Si el sedimento es semiconsolidado, golpear con el combo la tapa metálica hasta que este se introduzca por completo.
- Retirar el tubo cuidadosamente para que el sedimento extraído no se pierda ni reciba luz solar.
- Sellar rápidamente con cinta metálica el otro extremo.
- Finalmente, sobre cinta adhesiva escribir el código de la muestra.
- En una bolsa plástica se recoge el mismo sedimento que contiene el tubo para rechazo de muestras.



**Figura 3.6: Tubo para extracción de muestra OSL.** (a) Tubo de acero de 25 cm y tapa metálica.  
(b) Tubo introducido en afloramiento de terraza.

Debido a la abundancia de la vegetación en los afloramientos, tipo de sedimentos, condiciones de accesos a los afloramientos como trabajos de pavimentación de caminos, y asentamientos humanos, solo se pudieron extraer 4 muestras de terrazas diferentes.

Las muestras extraídas en terreno fueron enviadas a Sao Paulo, Brasil al *Laboratório de Datação, Comércio e Prestação de Serviços LTDA*. La entrega de resultados demoró aproximadamente 5 meses.

### **3.3 CÁLCULO TASAS DE INCISIÓN**

En los últimos años, las terrazas fluviales se han utilizado cada vez más como marcadores de tasas de alzamiento, particularmente donde se conservan tramos de terrazas a lo largo de los ríos que cortan el lecho rocoso (Pazzaglia y Brandon, 2001); sin embargo, faltan todavía estudios más completos que comparen tasas de incisión fluvial con las tasas de alzamiento en un rango comparable en el tiempo (Litchfield y Berryman, 2006).

En algunos entornos, las tasas de incisión fluvial también varían considerablemente con el tiempo (Wegmann y Pazzaglia, 2002) y ha sido atribuida a una serie de controles, incluidos los cambios en el clima, la tectónica, el nivel de la base y el suministro de sedimentos. Por lo tanto, para derivar las tasas de alzamiento a partir de las tasas de incisión fluvial, también se deben tener en cuenta las funciones relativas de otros controles.

Según Litchfield y Berryman (2006), las tasas de incisión fluvial pueden ser calculadas midiendo la diferencia de altitud entre la superficie de la terraza y la altura del lecho actual del río, dividido por el tiempo transcurrido desde el abandono de la terraza que, para este estudio, correspondería a la edad datada por OSL. Se utilizaron perfiles extraídos del DEM de alta resolución para calcular las diferencias de alturas mencionadas anteriormente.

## 4. RESULTADOS

### 4.1 ANTECEDENTES GEOLÓGICOS GENERALES

A partir de la recopilación bibliografía y observaciones de terreno se confeccionó un mapa geológico del sector del río Achibueno (figura 4.1).

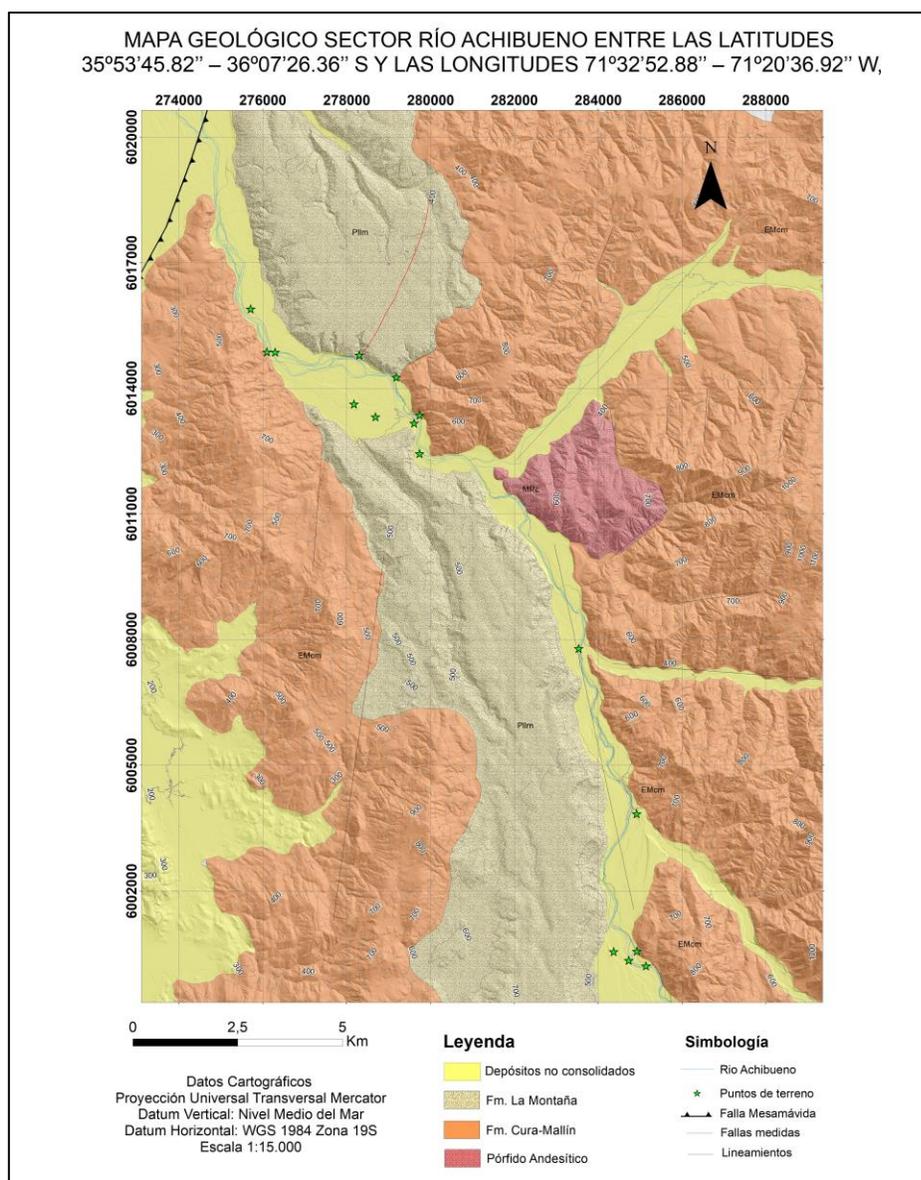
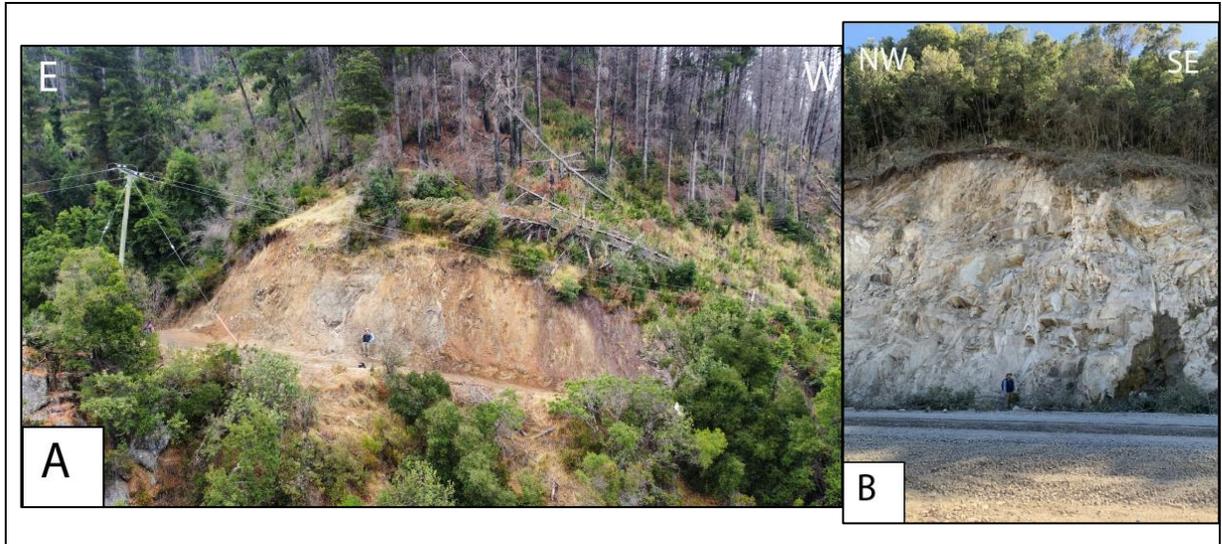


Figura 4.1: Mapa geológico sector río Achibueno.

El mapa incluye información litológica del pórfido andesítico identificado en el sector centro del área de estudio ubicado al lado NE del río Achibueno, Formación Cura-Mallín que abarca gran parte de la zona de estudio tanto en la parte W y E del río Achibueno y Formación La Montaña que se distribuye en el sector norte del río en forma de meseta al final del valle, y en el sector sur que se encuentra en el lado oeste del río en forma alargada, adyacente a las terrazas fluviales. Estas últimas se encuentran como terrazas no pareadas en diferentes zonas del área de estudio especialmente en el sector sur y en su mayoría presentan formas alargadas paralelas a la dirección del río. La descripción de cada terraza se dará a conocer más adelante en una sección independiente dentro de este capítulo. También se incluyen una falla afectando a Formación La Montaña de edad cuaternaria. Las medidas se presentan en *dip/dip direction*.

#### Formación Cura-Mallín

Corresponde a una secuencia de rocas volcánicas y piroclásticas descrita en dos puntos del área de estudio (figura 4.2), ambos ubicados en el sector norte del área de estudio: uno al lado oeste del río Achibueno donde el afloramiento corresponde a una pared de 5,5 metros de alto, con desarrollo de suelo a techo, y presencia de raíces, mientras que el otro punto se ubica al este del río Achibueno en una pared a orilla de camino cuya altura es de 20 m aproximadamente. Las rocas identificadas en esta formación corresponden a lapillitas tobáceas y dacitas.



**Figura 4.2: Afloramientos de Formación Cura-Mallín.** En (a) se observa el afloramiento de Formación Cura-Mallín en el sector oeste del río Achibueno y en (b) el afloramiento por el lado este del río a orilla de camino.

Las tobas de lapilli son de color gris verdoso a gris azulado en superficie fresca y en superficie alterada gris oscuro. Presenta 20% de plagioclasas, 30% de líticos y 50% de masa fundamental. Presenta vesículas sin relleno y su grado de alteración es de baja a moderado. Su clasificación composicional corresponde a toba lítica. Algunas muestras presentan mineralización de calcopirita.

Las dacitas tienen un color burdeo en superficie fresca y gris oscuro en superficie alterada. Presentan fenocristales de plagioclasa inmersos en una masa fundamental que macroscópicamente no se puede distinguir su composición. Presenta abundante vesículas y alteraciones a epidota (epidotización). También hay ojos de cuarzo de 1 cm aproximadamente.

En el afloramiento que se ubica al lado este del río Achibueno está afectado por un sistema de diaclasas (figura 4.3), se midieron 11 diaclasas que se distribuían a lo largo de la pared de afloramiento. Las medidas se dan a conocer en la tabla 4.1.



**Figura 4.3: Diaclasas afectando a rocas de Formación Cura-Mallín.** En líneas blancas se marcan 7 diaclasas que afectan a Formación Cura-Mallín.

**Tabla 4.1: Mediciones de diaclasas en Formación Cura-Mallín.** Las medidas están en *dip/dip direction*.

Diaclasa	Medida ( <i>dip/dip direction</i> )	Diaclasa	Medida ( <i>dip/dip direction</i> )
Diaclasa 1	83/315	Diaclasa 7	52/301
Diaclasa 2	77/302	Diaclasa 8	56/325
Diaclasa 3	75/302	Diaclasa 9	82/346
Diaclasa 4	81/319	Diaclasa 10	81/186
Diaclasa 5	58/325	Diaclasa 11	51/358
Diaclasa 6	62/329		

### Formación La Montaña

Esta formación aflora en el sector norte del río Achibueno, en forma de meseta al final del valle, y en el sector sur que se encuentra en el lado oeste del río en forma alargada, adyacente a las terrazas fluviales.

Se caracteriza por ser una secuencia semiconsolidada, matrizsoportada, pobremente seleccionada con una notoria imbricación de clastos (figura 4.4). Presenta un 38% de clastos de composición basáltica, dacítica, andesítica, microdiorítica, y tobáceas, inmersos en una matriz arenosa a limo-arcillosa que corresponde a un 60%, y 2% de cemento. Los clastos son redondeados a bien redondeados, subdiscoidales en su mayoría y esféricos en menor medida y sus tamaños corresponden a un 25% de ripio y 13% de gravas, gravillas y gravillas finas. Los granos de la matriz son mayoritariamente de arena (50%) y en menor medida de tamaño limo y arcillas (10%).



**Figura 4.4: Afloramiento de Formación La Montaña.** En toda la secuencia es posible notar imbricación de clastos.

Además, se identificó una falla de tipo inversa que afectaba a estos depósitos (figura 4.5). Las mediciones realizadas en esta estructura son: 83/84, 82/75, 88/98 y 77/96 (medidas en *dip/dip direction*).



**Figura 4.5: Falla afectando a depósitos cuaternarios.** La línea roja indica el trazado de la falla identificada en terreno. Los trazados de color negro indican los posibles sedimentos desplazados.

Considerando el grado de redondez de los clastos, esfericidad, imbricación observada en terreno, la edad cuaternaria asignada por Muñoz – Cristi (1960) y Moreno (1982) a Formación La Montaña, y su mecanismo de depositación por los causes cordilleranos (Hauser, 1986), estos depósitos pueden ser equivalente a la terraza más antigua del río Achibueno, considerándose una terraza Qt8. Otra característica que apoya esta idea es la altura que presenta la superficie de esta formación con respecto al nivel del río (> 100 m) en casi toda el área de estudio.

## **4.2 MAPEO SEMIAUTOMATIZADO DE TERRAZAS. TEREX Y PERFILES**

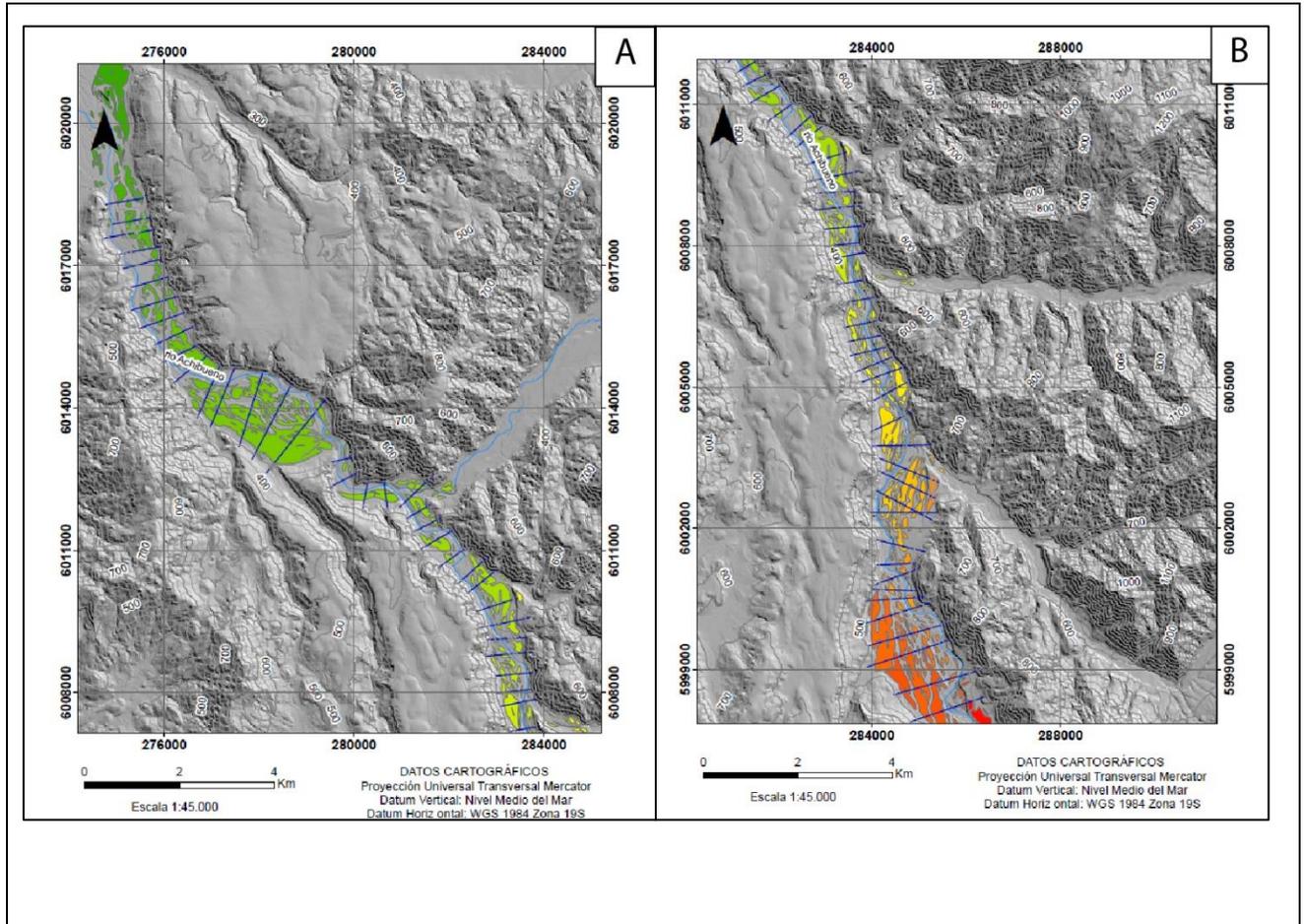
A continuación, se presenta el resultado final del mapeo de terrazas fluviales a partir de los procesos realizados en TerEx, trazado de perfiles perpendiculares a la dirección del río y observaciones de campo realizadas en el terreno de enero de 2023 en el sector del valle del río Achibueno. Además, se integran los datos litológicos bibliográficos de formaciones presentes en la zona de estudio, las

corresponden a pórfido andesítico, Formación Cura-Mallín, y Formación La Montaña e información estructural relacionada a la falla de Mesamávida.

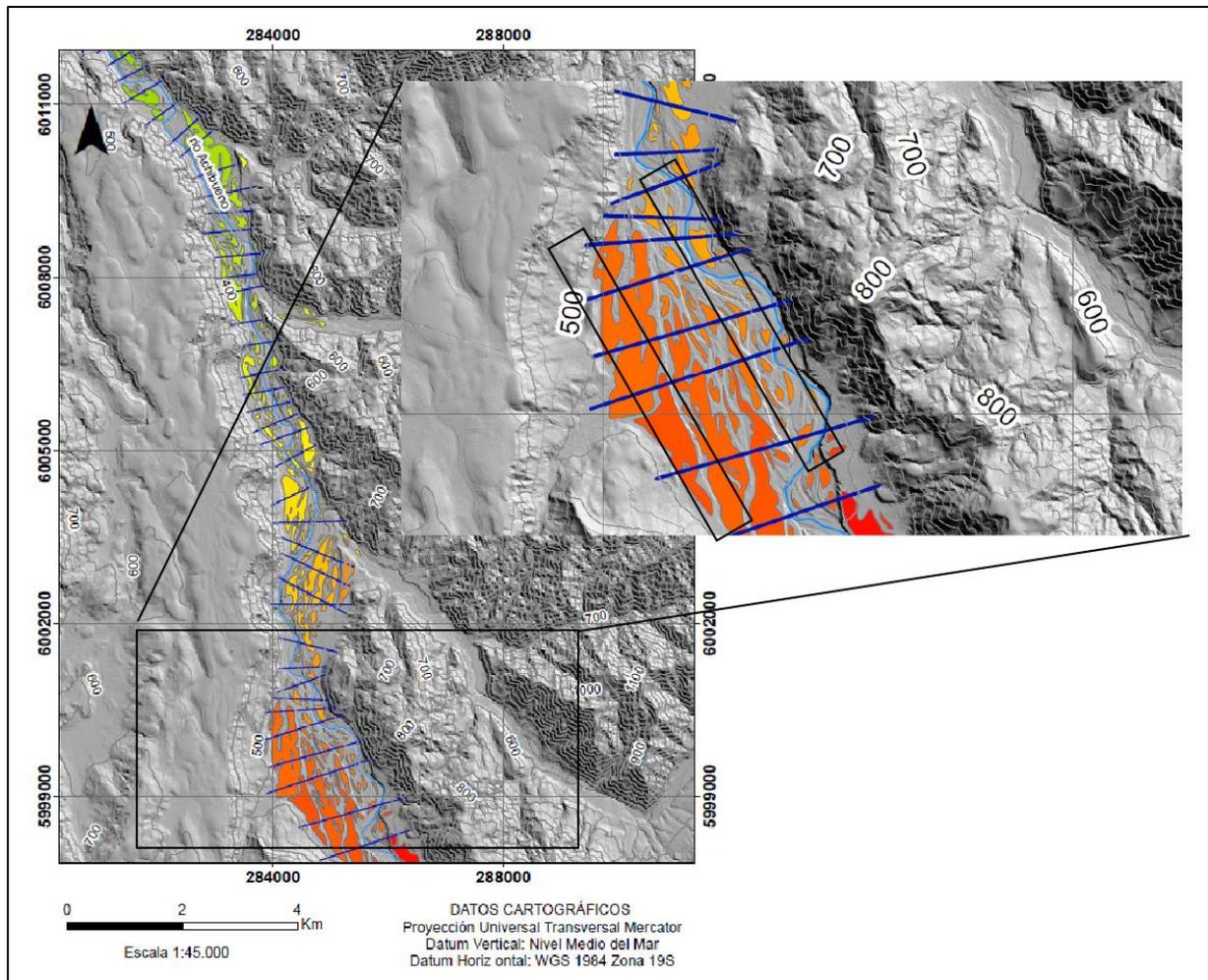
En la figura 4.6, se observan los resultados del mapeo semiautomatizado de TerEx, en el que se delimitan las diferentes superficies planas según los parámetros ingresados mencionados en el capítulo anterior. Se reconocieron en total 316 superficies, cuyas alturas van desde los 228,1 a los 571,4 m s.n.m., (todas estas superficies se encuentran sobre el nivel base del río), y sus áreas van desde los 2098,5 a los 1682937,5 km<sup>2</sup>.

Visualmente, casi todas las terrazas tienen una forma alargada en dirección paralela a la corriente principal, mientras que otras son más circulares. En la zona sur del valle se puede notar que en la parte más distal del río hay polígonos de menor tamaño que están separados pero que según sus tonalidades tienden a estar en una misma altura (figura 4.7).

En general, las terrazas más bajas con respecto al nivel del mar se encuentran en la parte proximal del río, mientras que las terrazas más altas se ubican en la parte más distal (tonos rojos), sin importar el nivel de terraza.



**Figura 4.6: Mapeo semiautomatizado en TerEx.** En el sector norte del mapa (a) los tonos más verdes representan las superficies con menor altura ubicadas en la parte más proximal del río, mientras que el sector sur, los tonos amarillos y rojizos representan las superficies con alturas medias y altas respectivamente (b). Las líneas azules representan el trazado de perfiles.

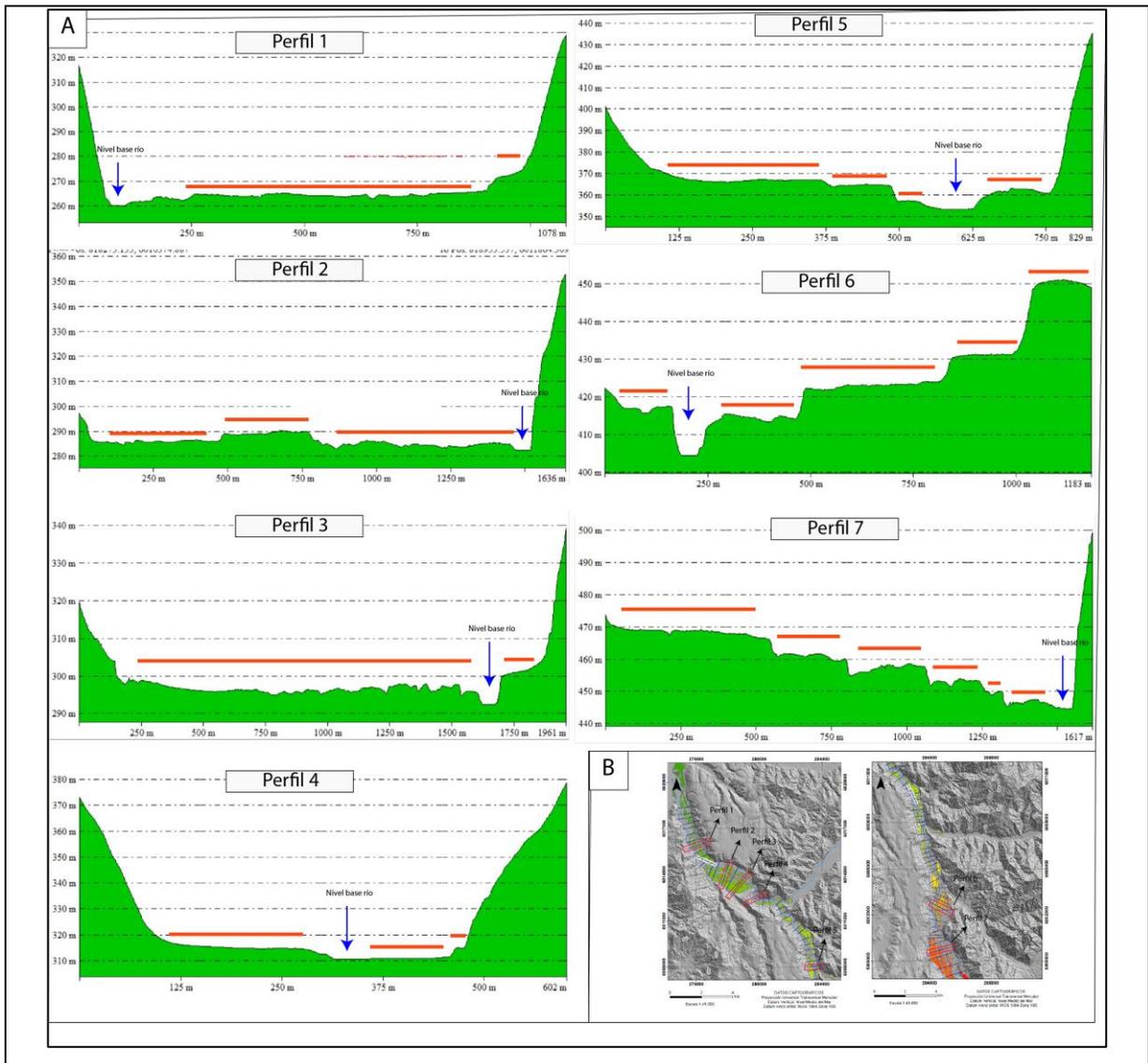


**Figura 4.7: Agrupación de polígonos.** La imagen ampliada presenta dos grupos de polígonos que presentan tonalidades rojas similares pero que tienen diferentes alturas por lo que pueden corresponder a terrazas diferentes.

Si bien el proceso semiautomatizado ayuda a identificar gran parte de las superficies planas que pueden estar relacionadas a terrazas fluviales, a veces no es capaz de juntar varios polígonos de alturas similares en uno solo, ya que se ajusta los parámetros preestablecidos que son entregados antes de su ejecución.

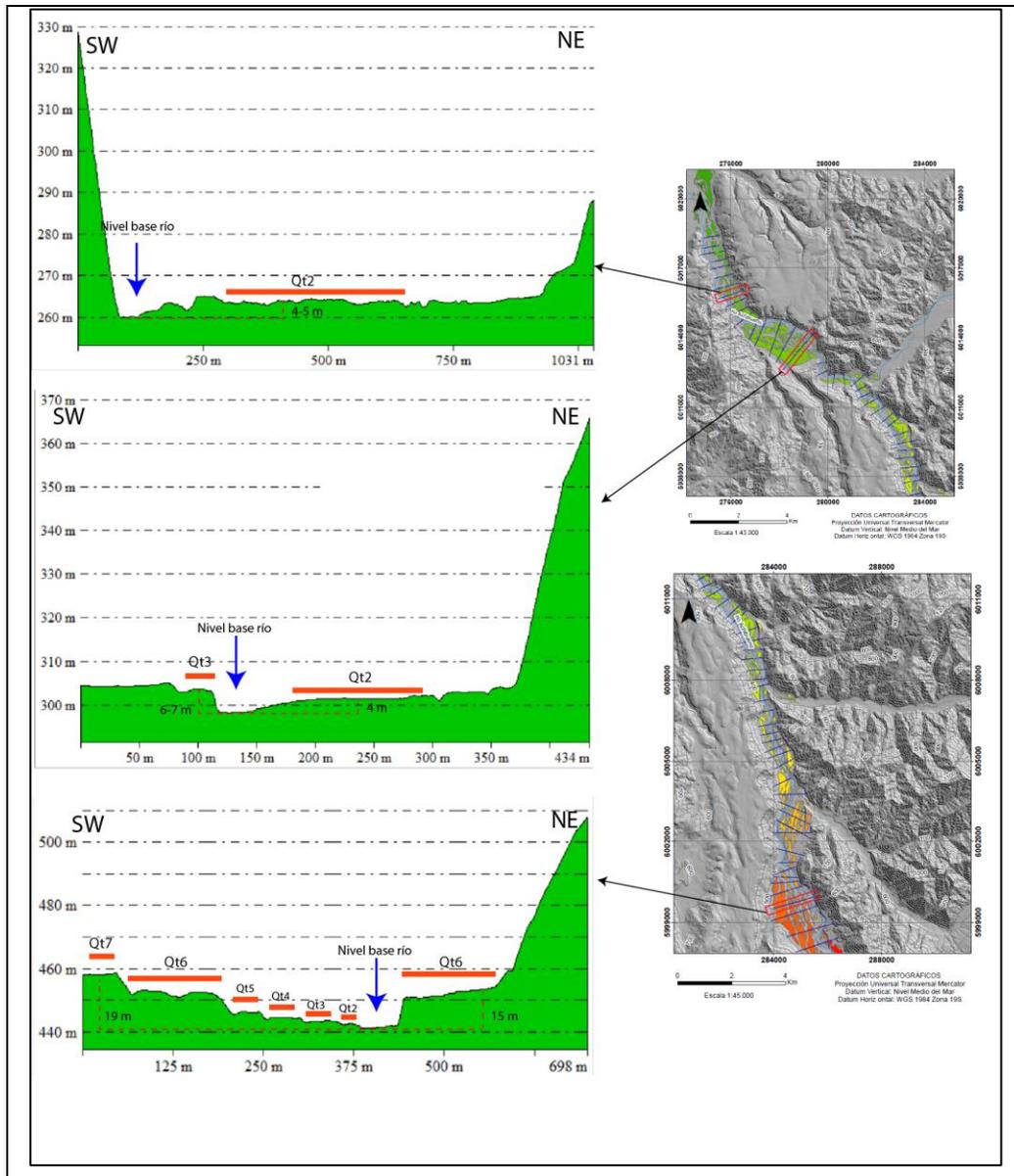
Es por este motivo que TerEx no debe ser la única opción para poder identificar terrazas fluviales. El trazado de perfiles perpendiculares al río es otra herramienta que permite visualizar de mejor forma las superficies adyacentes a este.

Se trazaron 57 perfiles a lo largo del valle (figura 4.6), separados cada 300 m aproximadamente, aunque en algunos sectores donde la topografía era más compleja, la distancia entre estos era más cercana para facilitar la visualización e identificación de superficies. Estos fueron analizados en *GlobalMapper*. La información obtenida de estos perfiles fue utilizada para poder modificar los polígonos elaborados por TerEx y unir aquellos que presentaban una misma altura. A continuación, se muestran los perfiles más representativos (figura 4.8) que ayudaron a identificar los diferentes niveles de terrazas existentes en el río Achibueno.



**Figura 4.8: Perfiles perpendiculares al río Achibueno.** (a) Los perfiles están enumerados del 1 a 7, de norte a sur, respectivamente, las líneas rojas indican las terrazas reconocidas en ellas. (b) Mapa de ubicación de perfiles.

Combinando los resultados obtenidos de TerEx y perfiles se reconocieron en total 7 niveles de terrazas fluviales los cuales fueron diferenciados por su altura con respecto al nivel base del río a lo largo de todo el valle (figura 4.9). Estas medidas fueron extraídas desde los perfiles. En la tabla 4.2 se presentan las alturas de cada nivel de terraza:



**Figura 4.9: Determinación niveles de terraza.** En los perfiles se observan las terrazas fluviales marcadas por líneas rojas y su altura respectiva con respecto al nivel base del río (Qt2, Qt3, Qt6 y Qt7).

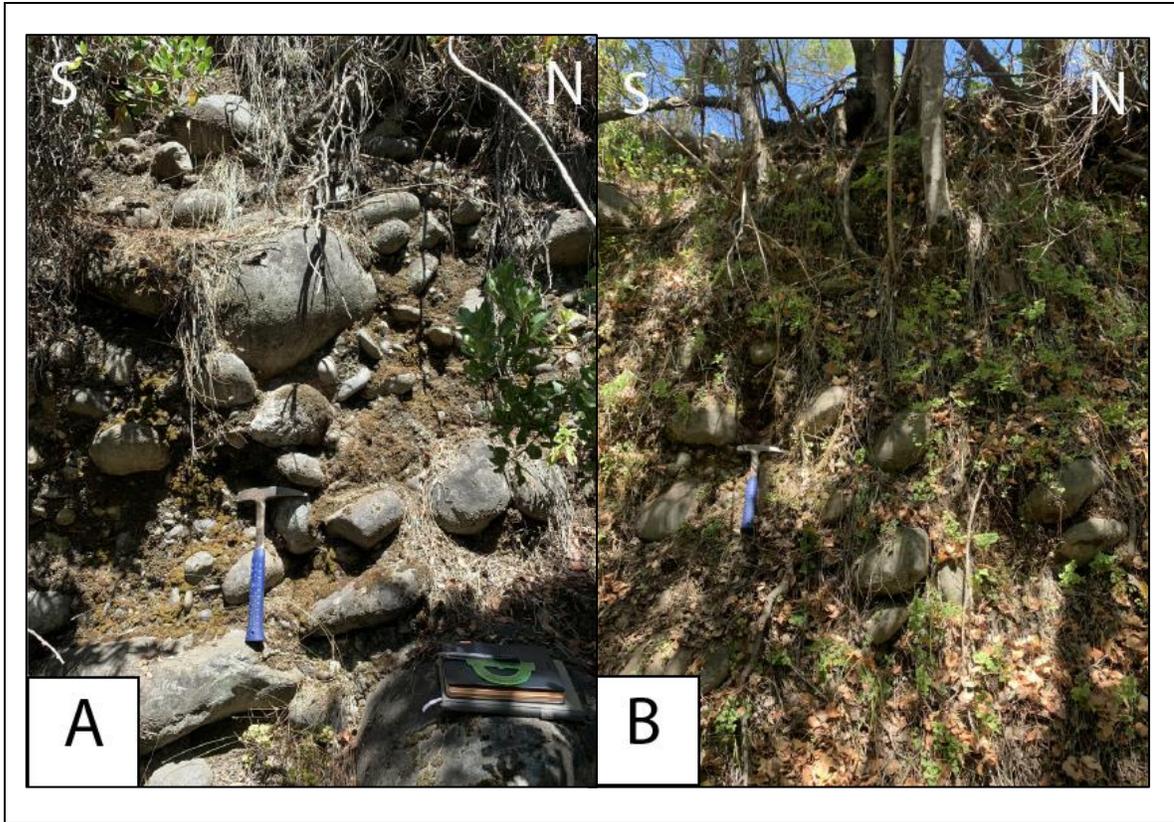
**Tabla 4.2: Rango de alturas para cada terraza con respecto al nivel base del río.** Medidas realizadas a partir de perfiles.

<b>Terrazas</b>	<b>Altura con respecto al nivel base del río</b>
Terraza 1 (Qt1)	0 a 2 m
Terraza 2 (Qt2)	2 a 4 m
Terraza 3 (Qt3)	4 a 8 m
Terraza 4 (Qt4)	8 a 12 m
Terraza 5 (Qt5)	13 a 16 m
Terraza 6 (Qt6)	16 a 20 m
Terraza 7 (Qt7)	20 a 30 m

### **4.3 DESCRIPCIÓN DE TERRENO DE TERRAZAS**

#### **4.3.1 Terraza Qt7**

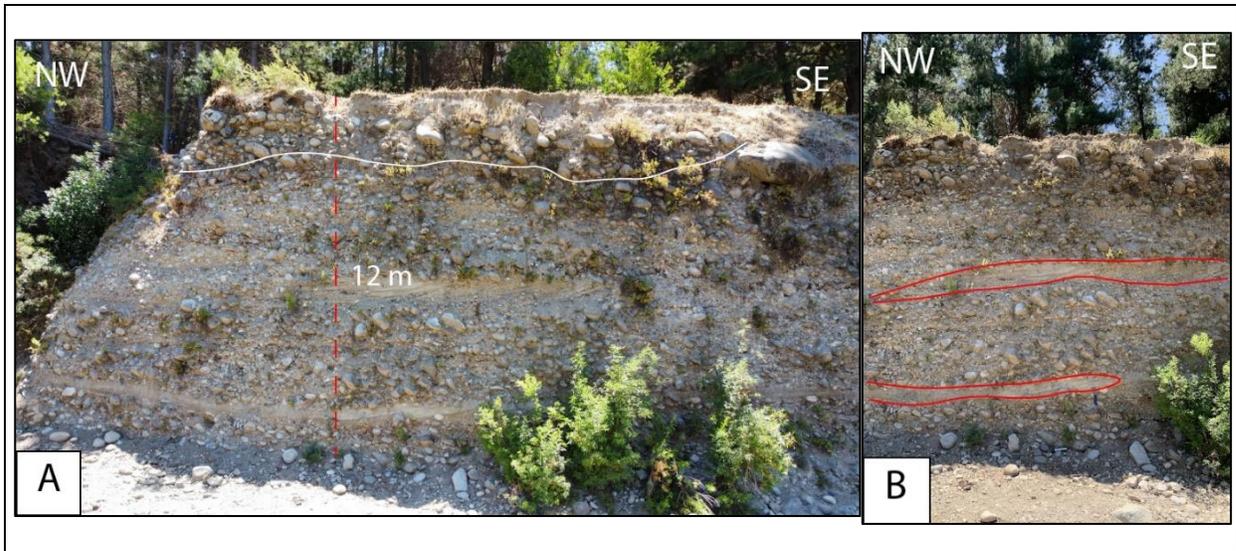
Esta terraza cuenta con el acceso más difícil ya que su afloramiento se ubica en el sector sur del área de estudio, al lado W del río Achibueno donde la cantidad de puentes peatonales son escasos, además, presenta abundante desarrollo de suelo, bosques y caminos forestales. A pesar de esto, se logró realizar una descripción a partir de la incorporación de dos tramos de la terraza (figura 4.10). En general, ésta presenta un 60% de clastos y 40% de matriz. El tamaño de matriz contiene clastos de tamaño arena (25%), limo y arcillas (15%), mientras que lo clastos son de tamaño gravilla (8%), grava y ripio (52%). La composición de los clastos corresponde a granitoides, toba cristalina, microtonalitas, rocas silicificadas y andesitas. El afloramiento presenta abundante desarrollo de suelo, raíces y vegetación (arbustos).



**Figura 4.10: Afloramiento de terraza Qt7.** Tanto el tramo superior (a) y tramo inferior (b) de la terraza Qt7 presentan raíces, vegetación y suelo. Además, en los dos tramos se observan la misma distribución de clastos y matriz.

#### 4.3.2 Terraza Qt6

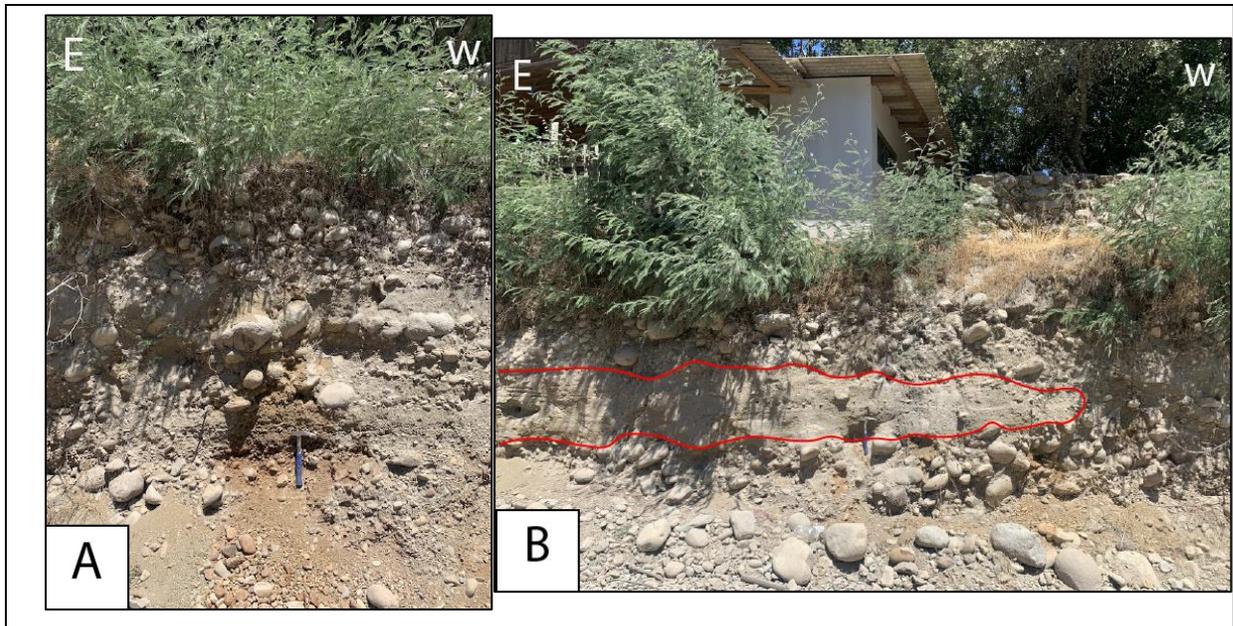
Esta terraza corresponde a una secuencia sedimentaria compuesta por clastos de tamaño que van desde arenas finas a ripio (80 %), y matriz arcillosa (20 %) (figura 4.11). A base no hay una estructura definida u ordenamiento de los clastos, aunque a techo se observó una leve imbricación de clastos de tamaño, con predominancias de ripio y en menor medida gravas. La secuencia imbricada alzaba un grosor de aproximadamente 1,5 m. Existen dos lentes de arenas cuyos compuestos de arenas gruesas a muy gruesas y presentan un 30% de cuarzo, 60% líticos y 10% de feldspatos. El lente superior presenta estratificación cruzada, mientras que el lente inferior presenta laminación paralela.



**Figura 4.11: Afloramiento terraza Qt6.** (a) Imagen aérea del afloramiento. La línea curvada de color blanco señala la leve imbricación de clastos. (b) Las líneas curvadas de color rojo indican el lente de arenas superior e inferior presentes en la secuencia sedimentaria.

### 4.3.3 Terraza Qt5

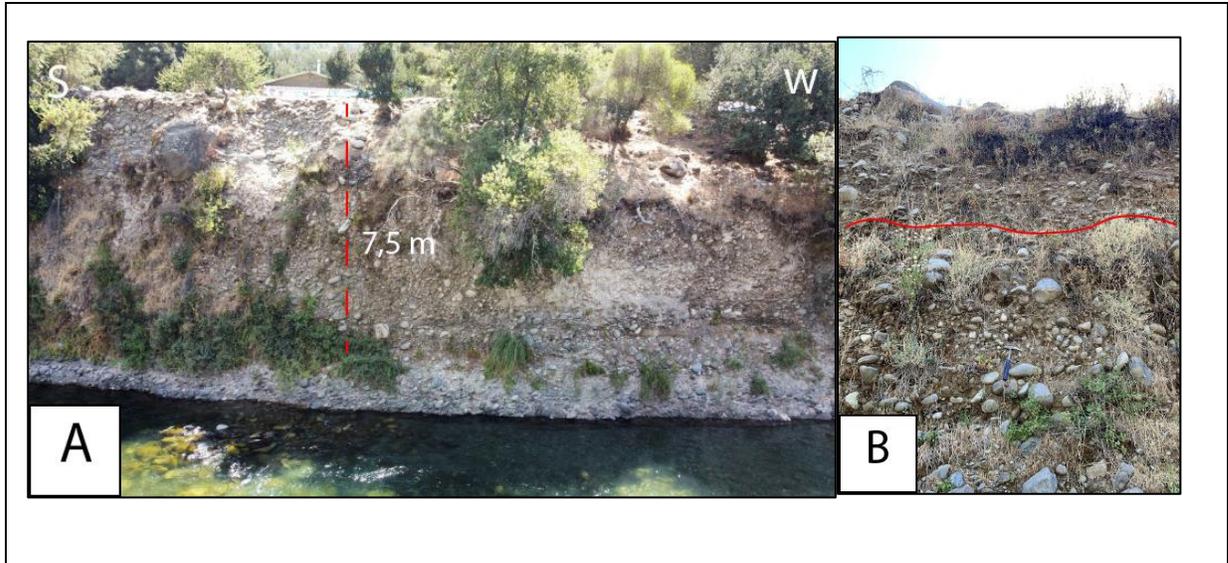
Corresponden a arenas conglomerádicas semiconsolidadas, clastosoportado de color parduzco en superficie fresca y un poco más oscuro en superficie alterada (figura 4.12). Esta pobremente seleccionado, y sus clastos son subdiscoidales y redondeados. Presenta un 65 % de clastos (granitos, tonalitas con bordes de meteorización más anchos que los de Qt4, basaltos, microdiorita y dacitas), 33% matriz (arcillas y limo) y 2% de cemento. Existen algunos niveles de bolsones de arenas de 80 cm de grosor (de donde se extrajo una muestra OSL) compuestos de 10 % arenas muy finas a media, 15% gravillas y 75% de arenas gruesas).



**Figura 4.12: Afloramiento de terraza Qt5.** (a) Afloramiento de terraza Qt5. (b) La línea curva roja muestra el lente de arena presente en esta terraza.

#### 4.3.4 Terraza Qt4

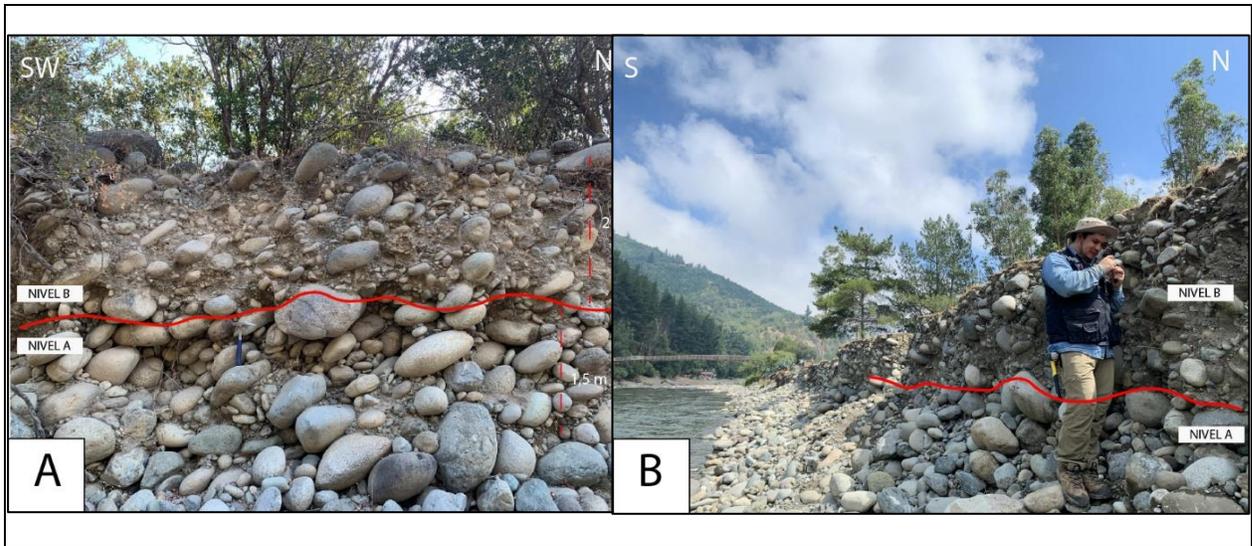
En general, no se observa ordenamiento interno de clastos, solo en la inferior de la secuencia los clastos de tamaño grava y ripio presentan una leve imbricación. En la base tiende a ser granosoportado, mientras que a techo aumenta la cantidad de matriz por lo que en algunos sectores es matrizsoportado (figura 4.13). Mala selección. Los clastos representan el 57% distribuidos en entre gravillas, gravas y ripio, mientras que la matriz, de tamaño arenas, limo y arcillas, un 43%. La composición de los clastos corresponde a basaltos, tobas líticas, sianogranitos y andesitas.



**Figura 4.13: Afloramiento de terraza Qt4.** (a) Imagen área del afloramiento de la terraza Qt4. (b) A base se observa una leve imbricación de los clastos de tamaño ripio. En la zona inferior de la línea curva roja el depósito se presenta como clastosoportado mientras que en la zona superior, presenta características matrizsoportado.

#### 4.3.5 Terraza Qt3

Se reconocieron dos niveles dentro de la terraza, los cuales fueron diferenciados como nivel a (inferior) y nivel b (superior). Esta terraza aflora principalmente en el sector norte del área de estudio (figura 4.14), y en otras zonas del sector sur, aunque su acceso es más complejo debido a la presencia de bosques y terrenos privados. Existe imbricación de clastos en toda la secuencia y gradación normal. El nivel a, tiene un espesor de 1,5 m, presenta predominio de bolones, el tamaño de sedimentos se distribuye en 80% clastos, 15% matriz y 5% cemento. La composición principal de los clastos es de basaltos (principalmente), andesitas, granitos, tonalitas y tobas líticas. El nivel b presenta un espesor que varía entre 1,5 a 2 m. Es un depósito clasto soportado, aunque existe un aumento de matriz comparado con el nivel a. Hay un 60% de clastos, 38% de matriz y 2 % cementos. Los clastos presentan una predominancia de granitoides, y en menor medida, tobas líticas, pórfidos andesíticos y basaltos.



**Figura 4.14: Afloramiento de terraza Qt3.** (a) Se observan dos niveles dentro de esta terraza, siendo el nivel b de mayor espesor que el nivel a. Este afloramiento se ubica al lado W del río. (b) Terraza Qt3 aflorando en el lado E del río, mas al norte que en (a). Se observan los mismos niveles.

#### 4.3.6 Terraza Qt2

Corresponden a arenas líticas no consolidadas (figura 4.15), moderadamente seleccionadas con grano angulares y sub-prismoidales maduros. Presenta un 75 % de líticos de composición volcánica, 20 % de cuarzo y 5% de granos monominerales.



**Figura 4.15: Afloramiento de terraza Qt2.** (a) Arenas líticas no consolidadas de la terraza Qt2. (b) Imagen aérea de de la terraza Qt2, en el sector norte del área de estudio. Se marcan a Qt2 con líneas rectas grises y el límite de ésta esta con Qt1 con una línea curvada de color rojo.

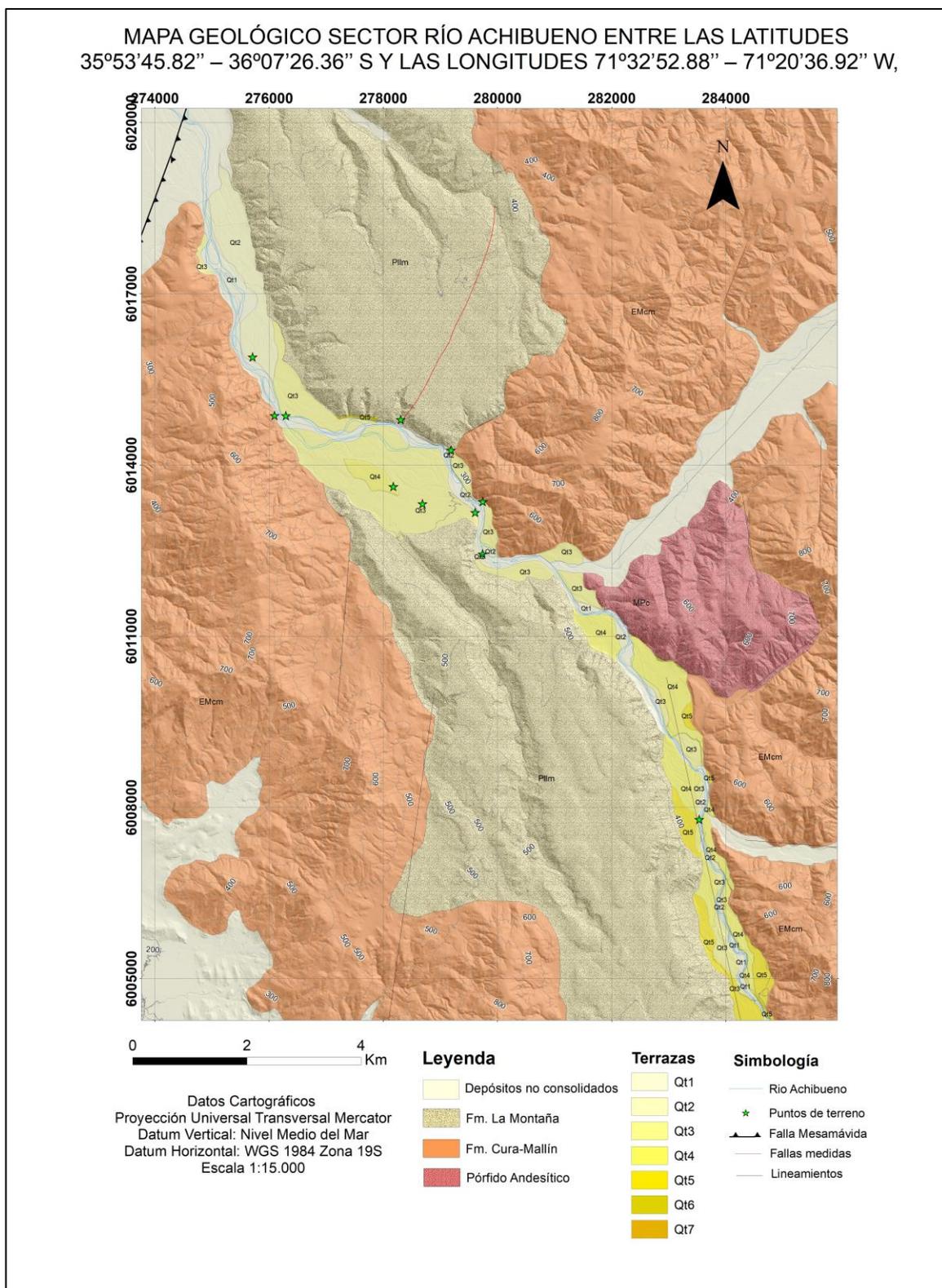
#### 4.3.7 Terraza Qt1

Esta terraza está definida en los depósitos no consolidados que están adyacentes al lecho del río (figura 4.16) y en periodos de inundación o crecida del río pueden ser afectados.

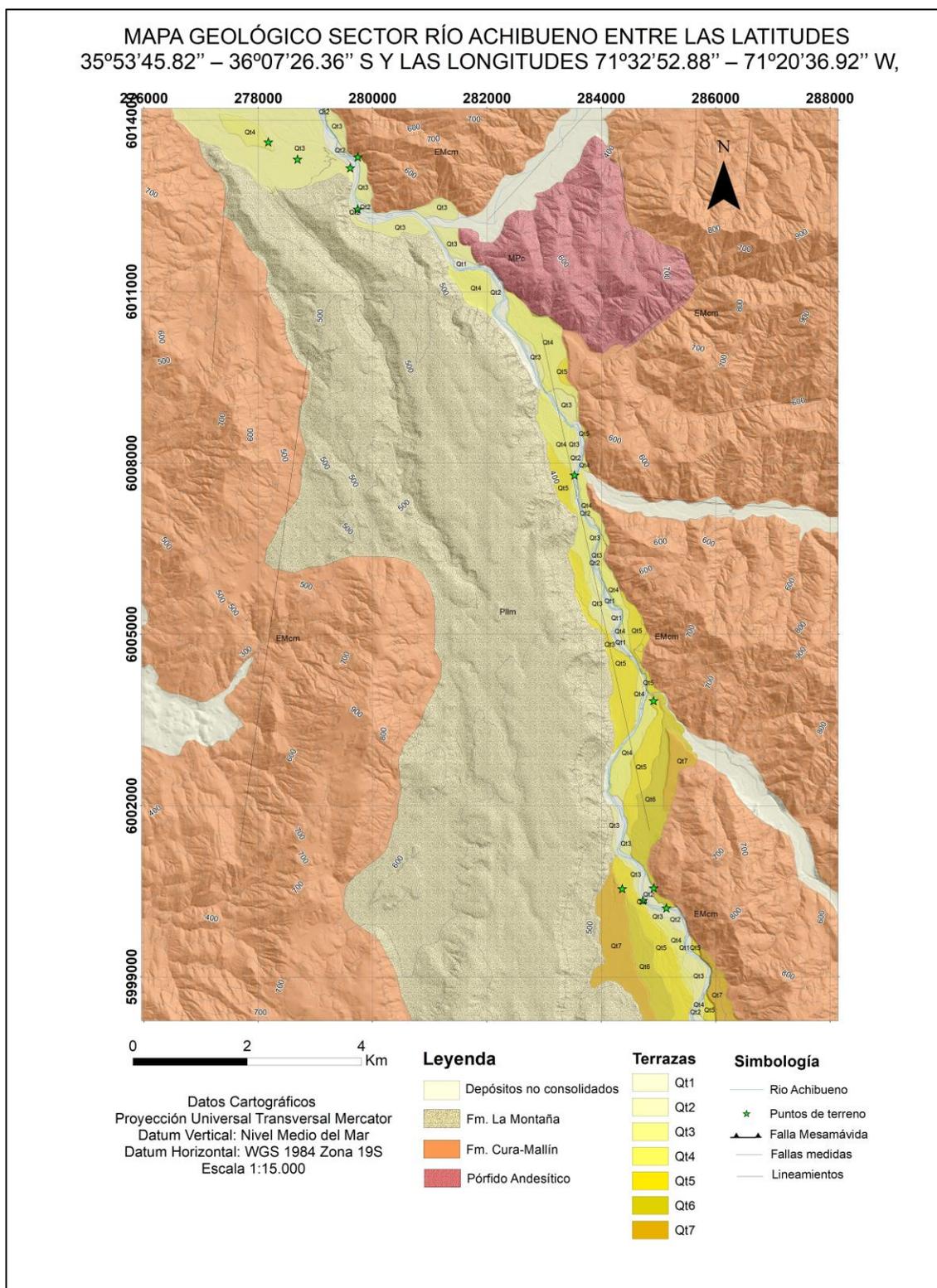


**Figura 4.16: Terraza Qt1 junto a terraza Qt2.** Las líneas grises indican la superficie de la terraza Qt1. La línea roja indica el límite de la terraza Qt1 y el inicio de la terraza Qt2.

A continuación, se muestra el mapa geológico del sector del río Achibueno incorporando los 7 niveles de terrazas descritas anteriormente. Este se divide en dos zonas: sector norte (figura 4.17) y sector sur (figura 4.18), ambos en escala 1:15000.



**Figura 4.17:** Mapa de terrazas del río Achibueno, sector norte.



**Figura 4.18:** Mapa de terrazas del río Achibueno, sector sur.

## 4.4 EDADES OSL

Las edades obtenidas para las terrazas se presentan en la tabla 4.3.

**Tabla 4.3: Edades de muestras OSL.** Se presentan las coordenadas del punto de extracción de las muestras OSL, códigos y edades obtenidas (en años).

Coordenada E	Coordenada N	Código	Edad (en años)	Terraza / formación
275709.00	6015885.00	ACHI-OSL-ENE22-2	6590 ± 505	Qt2
277735.00	6014843.00	ACHI DIC 22 OSL-2	23260 ± 2450	Qt5
284923.00	6003824.00	ACHI DIC 22 OSL-1	21400 ± 1715	Qt5
284956.00	6000377.00	ACHI-OSL-ENE22-1	43390 ± 3050	Qt6

## 4.5 TASAS DE INCISIÓN

Luego, para obtener las tasas de incisión se procede a calcular las diferencias entre la altura de la superficie de la terraza y la altura del nivel base del río. Como se mencionó anteriormente, las alturas de cada terraza fueron obtenidas a partir del análisis de los perfiles extraídos de los modelos de elevación digital.

Se definieron 6 zonas a lo largo del río Achibueno, donde la zona 1 corresponde a la zona más oriental del área de estudio y la zona 6 a la zona más occidental del área de estudio, cerca del frente montañoso andino. Para cada una de las 6 zonas se trazaron 4 perfiles que contuvieran en lo posible a las terrazas Qt6, Qt5 y Qt2, que son aquellas que se tienen edades OSL, con la finalidad de obtener un promedio de las tasas de incisión para cada terraza a partir de estos trazados.

Los resultados de las tasas de incisión para Qt6, Qt5 y Qt2 se muestran en la tabla 4.4, 4.5 y 4.6 respectivamente.

**Tabla 4.4: Tasas de incisión para Qt6.** Las tasas de incisión se muestran en mm/año.

<b>Qt6</b>	
<b>Zona (de SE a NW)</b>	<b>Tasa de incisión (mm/año)</b>
Zona 1	0,49 ± 0,03
Zona 2	0,44 ± 0,01
Zona 3	0,48 ± 0,07

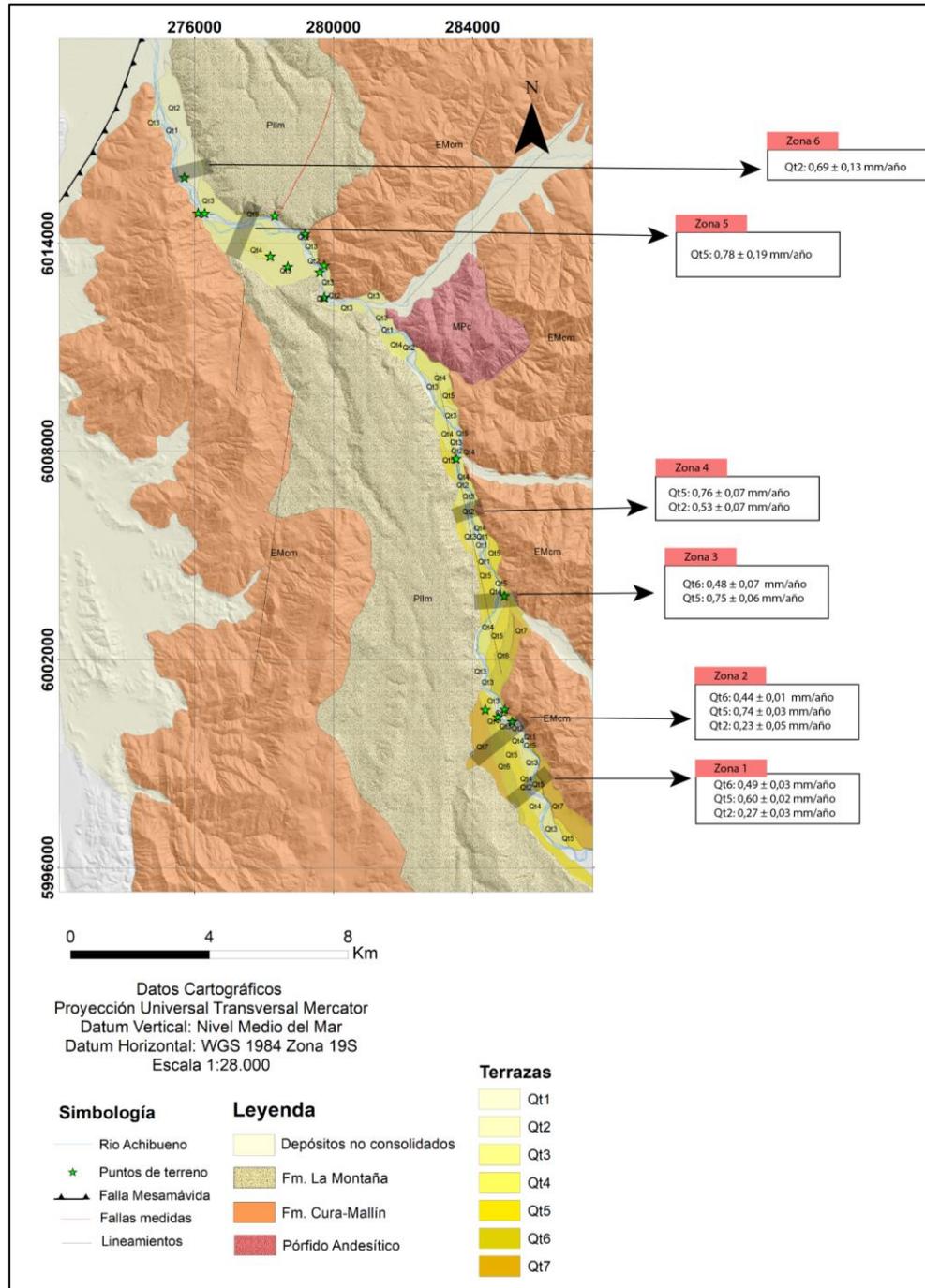
**Tabla 4.5: Tasas de incisión para Qt5.** Las tasas de incisión se muestran en mm/año.

<b>Qt5</b>	
<b>Zona (de SE a NW)</b>	<b>Tasa de incisión (mm/año)</b>
Zona 1	0,60 ± 0,02
Zona 2	0,74 ± 0,03
Zona 3	0,75 ± 0,06
Zona 4	0,76 ± 0,07
Zona 5	0,78 ± 0,19

**Tabla 4.6: Tasas de incisión para Qt2.** Las tasas de incisión se muestran en mm/año.

<b>Qt2</b>	
<b>Zona (de SE a NW)</b>	<b>Tasa de incisión (mm/año)</b>
Zona 1	0,27 ± 0,03
Zona 2	0,23 ± 0,05
Zona 4	0,53 ± 0,07
Zona 6	0,69 ± 0,13

En la figura 4.19 se muestra la ubicación de las 6 zonas mencionadas anteriormente.



**Figura 4.19:** Ubicación de las zonas donde se calcularon las tasas de incisión. Los rectángulos grises en el mapa señalan las 6 zonas en donde se calculó la tasa de incisión para cada terraza. Los recuadros muestran los valores obtenidos (en mm/año).

## 5. DISCUSIÓN

### 5.1 TASAS DE INCISIÓN COMO PROXY DE TASAS DE ALZAMIENTO EN EL CUATERNARIO TARDÍO

En relación con las edades obtenidas en este estudio, con la compilación bibliográfica realizada en este trabajo, en conjunto con las dataciones OSL obtenidas en tres niveles de terrazas fluviales del río Achibueno, la edad para los sedimentos de las terrazas Qt7 a Qt1 de dicho río va desde el Pleistoceno Superior al Holoceno. Como se mencionó en los capítulos anteriores, según Varela y Moreno (1982), Formación La Montaña, que se ubica en el flanco norte del río Achibueno, presenta una edad Pleistoceno inferior y se encuentra cubierta parcialmente por depósitos fluvio – glaciales. Se sugiere que estos depósitos podrían ser parte de una terraza Qt8, siendo más antigua que Qt7. Considerando las edades entregadas por otros autores como Vergara y Munizaga (1974) y Hauser (1986) se concluye que la edad mínima de esta formación es Pleistoceno (760 000 años  $\pm$  210.000 años) por lo tanto la terraza Qt8 tiene como máximo una edad Pleistoceno Medio. Si bien la recopilación de estas edades puede ayudar a estimar una edad aproximada para la terraza más antigua del río Achibueno, las edades que se consideran para calcular las tasas de incisión son aquellas que se obtuvieron a partir de edades OSL, es decir, aquellas que van desde el Pleistoceno Superior al Holoceno.

Las terrazas fluviales sirven como marcadores geomorfológicos de procesos que ocurrieron en el pasado como en la actualidad (Pazzaglia, 2013). Para que las terrazas fluviales se formen se necesita una reducción relativa del nivel base del río (Stokes y otros, 2012). En áreas montañosas de tectónica activa, el descenso relativo del nivel de la base (o el levantamiento relativo de las rocas) puede deducirse por la actividad tectónica local, la respuesta isostática a la denudación y/o por el menor flujo de la corteza relacionado con el cambio climático (Westaway y otros, 2003; Stokes y otros, 2012). Aunque el momento del abandono de la terraza y la incisión del río probablemente esté controlado por las transiciones climáticas (Bridgland y Westaway, 2008; Vandenberghe, 2008), el alzamiento tectónico exhibe un control de primer orden sobre la tasa de incisión del río en las rocas (Kirby y otros, 2003). Por lo tanto, durante un periodo relativamente

largo (más de un ciclo glacial-interglacial) la tasa de incisión será cercana a la tasa de elevación. Debido a que en el área de estudio los registros fluviales están relativamente bien preservados, la historia de la incisión de los ríos y las terrazas fluviales proporcionan un medio valioso para documentar información relevante de alzamiento montañoso y la deformación tectónica (Molnar y otros, 1994; Maddy, 1997; Lave y Avouac, 2000; Maddy y otros, 2001). Además, establecer una correlación entre la formación de las terrazas y factores como el clima, la tectónica, el cambio de nivel de base, dinámica dentro del sistema montañoso, tasas de incisión horizontal y vertical, es un gran desafío (Clubb y Mudd, 2017).

Considerando trabajos anteriores como los de Cortés y otros (en preparación) en donde confirman que el escarpe observado en el sector de Mesamávida corresponde al resultado del deslizamiento inverso de la falla Mesamávida el cual es sismogénico ya que ha generado terremotos de Mw 6,2 – 6,5 y tiene el potencial de producir sismos similares en la actualidad, y las labores realizadas en esta tesis en donde se observan fallas subparalelas a la falla Mesamávida afectando depósitos cuaternarios, se demuestra que hay actividad neotectónica de fallas de vergencia al oeste en la parte más externa del WAT a los 36°S. Además, en el caso particular de las terrazas del río Achibueno, si la capacidad de transporte o carga de agua impulsado por el clima fueran las responsables de la incisión de los ríos, se esperaría ver terrazas al lado oeste de la falla de Mesamávida distribuidas a lo largo del valle fluvial del río Achibueno, pero este no es el caso; las terrazas fluviales se presentan únicamente al lado este de la falla de Mesamávida, sobre el bloque colgante, lo que permite descartar el origen de la incisión por factores climáticos que modifiquen la dinámica de los cauces de los ríos. Es importante mencionar que solo las terrazas marinas están asociadas a cambios eustáticos cerca de la desembocadura de los ríos (Paskoff, 1970). Por lo tanto, se propone que las tasas de incisión pueden ser consideradas una buena aproximación de la tasa de alzamiento a los 36°S. De aquí en adelante estas tasas serán referidas como tasas de alzamiento.

Analizando las terrazas fluviales que fueron datadas mediante OSL se puede notar que, por un lado, las tasas de incisión para la terraza Qt6 no se ve un patrón definido a lo largo del valle del río Achibueno, los valores varían entre  $0,44 \pm 0,01$  a 0,49 donde el valor menor se encuentra en la entre la zona 1 y zona 3. Esto podría explicarse por los pocos afloramientos de esta terraza que hay

en la zona de estudio ya que, si bien se obtuvo una edad OSL, esta unidad solo aflora en la parte más oriental del sector (aguas arriba del río Achibueno) y en su parte central, por lo tanto, no es posible establecer con claridad si existe una variación en la tasa de incisión a lo largo de todo el valle o si se mantiene constante por los pocos cálculos que se pudieron obtener. Por otro lado, las dos unidades de terrazas, Qt5 y Qt2, siguen una tendencia de aumentar hacia el oeste sus tasas de incisión, es decir que son máximas en el frente cordillerano andino y disminuyen aguas arriba, en otras palabras, los valores máximos de las tasas de incisión en la parte más occidental del valle van desde los  $0,69 \pm 0,13$  mm/año a  $0,78 \pm 0,19$  mm/año, mientras que los valores mínimos, aguas arriba, varían entre los  $0,23 \pm 0,05$  y  $0,60 \pm 0,02$  mm/año. Además, es importante notar que la diferencia estas tasas, entre el frente cordillerano y la zona más oriental del valle, es de 0,18 mm/año para Qt5 y 0,45 mm/año para Qt2, en otras palabras, la tasa de alzamiento cercano al frente cordillerano es de 0,18 a 0,45 mm/año mayor que aguas arriba. El aumento de estos valores hacia la parte más occidental del WAT, llegando a la falla Mesamávida, sostienen la idea de que la tasa de alzamiento es cercana a la tasa de incisión.

El aumento en las tasas de alzamiento a lo largo del río Achibueno hacia el oeste están asociadas principalmente al alzamiento del bloque colgante de la falla Mesamávida que ejerce un control local en la incisión de los ríos aumentando su poder erosivo. Además, la observación de una falla probablemente inversa afectando a depósitos cuaternarios (Formación La Montaña) en el flanco norte del río Achibueno podría aportar una señal mucho más pequeña que la Falla Mesamávida al aumento de las tasas de incisión del río Achibueno, aunque para confirmar su influencia en las tasas de alzamiento se deben realizar estudios más detallados en esta estructura que confirmen su propagación en estos depósitos. En adición, se podría mencionar el rol que cumple el aporte de los ríos tributarios que se empalman al río principal del valle, ayudando a aumentar la energía del río Achibueno y por ende, su capacidad erosiva. Teniendo en cuenta lo anterior, se puede interpretar que los afloramientos de la terraza Qt6 pudieron ser borrados llegando al frente montañoso debido al poder erosivo que presentaba el río al momento de formar sus terrazas más jóvenes ya que como se discutió anteriormente, sus tasas de incisión aumentaban al acercarse a la falla Mesamávida. Por lo tanto, la influencia de la falla Mesamávida en el comportamiento del río Achibueno sería una actriz importante en la formación, abandono y preservación de las terrazas, pero muy

probablemente, en esta configuración, han actuado también la falla mencionada anteriormente y ríos tributarios.

## **5.2 COMPARACIÓN CON LAS TASAS DE ALZAMIENTO DE LA FALLA SAN RAMÓN Y CARIÑO BOTADO.**

En dos sectores el WAT se han reportado tasas de alzamiento, que corresponden al sector de la Falla San Ramón y Falla Cariño Botado, ambas ubicadas al norte del área de estudio entre los 32°S y 34°S. Considerando los valores presentados en el capítulo de antecedentes, es posible comparar las tasas de alzamiento del sector de la Falla San Ramón con las tasas obtenidas en el sector del río Achibueno. El rango obtenido para este último va desde los 0,18 mm/año a 0,45 mm/año, mientras que para el sector de la falla de San Ramón estos valores son de 0,2 mm/año, 0,25 mm/año y 0,125 mm/año. Es importante mencionar estas tasas fueron obtenidas con edades que van entre los 16 Ma a 22 Ma, es decir, a escala del Mioceno por lo que resulta difícil establecer con exactitud si estas tasas se conservan para un rango de edad más acotado (Pleistoceno tardío – Holoceno). Los dos primeros valores coinciden dentro del intervalo de tasas de alzamiento en el frente occidental andino del valle del río Achibueno, mientras que el último valor queda afuera. Esto puede explicarse por el hecho de que esa tasa de incisión se considera mínima dado a que el alzamiento de las rocas en la meseta *piggyback* Farellones pudo haber comenzado antes de la incisión del río. Ahora, los rangos de tasas de alzamiento obtenidos para la falla San Ramón a partir de terrazas fluviales corresponden a valores que van desde los 0,37 a 0,64 mm/año; estos son muy parecidos a los obtenidos en este trabajo, y son los valores más altos calculados tanto para la falla San Ramón y falla Mesamávida. Esta similitud podría explicarse por el hecho de que ambos cálculos utilizaron la misma metodología, es decir, fueron obtenidos a partir del cálculo de varias tasas de incisión a lo largo de todo el valle del río Maipo en terrazas que se ubican al este de cada falla, y en ambos casos los valores ascienden desde aguas arriba hasta el frente de falla. Estos rangos similares dejan en evidencia que el alzamiento para el frente occidental andino a los 33°S es similar a la velocidad de alzamiento a los 36°S al este de la falla de Mesamávida. Una diferencia a resaltar entre estas dos estructuras es que Riesner y otros (2017) sugieren que la falla San Ramón es, probablemente, la única falla activa del WAT a los 33°S que acomoda toda la deformación (o la mayor parte)

producida por la faja corrida y plegada y que puede liberarse sísmicamente, en cambio, los aporte de Cortés y otros (en preparación) y las observaciones de campo de este trabajo, se sugiere que la deformación que se acumula a los  $36^{\circ}\text{S}$  se distribuye entre dos fallas subparalelas o hasta tres, si se considera la falla Ancoa, lo que podría ser el resultado de una deformación en secuencia. Las tasas obtenidas para el alzamiento en el sector de la falla Cariño Botado son de,  $0,1 \text{ mm/año}$ , que corresponde a la tasa más baja de la que se tiene registro esa zona y su valor es cercano a la tasa mínima obtenida en el sector del río Achibueno ( $0,18 \text{ mm/año}$ ), y de  $0,4 \text{ mm/año}$  que corresponde a la tasa de alzamiento vertical de la falla Cariño Botado y su valor es similar a los  $0,45 \text{ mm/años}$  registrados en las terrazas del río Achibueno. En general, las tasas de alzamiento en el frente occidental andino al este de las fallas San Ramón y Cariño Botado se encuentran en los rangos de las tasas de alzamiento obtenidas para las terrazas ubicadas en el bloque colgante de la falla Mesamávida, aunque los valores para San Ramón y Cariño Botado son más parecidos entre ellas que a las que se registran a los  $36^{\circ}\text{S}$  ( $0,1 \text{ mm/año}$  para FCB y  $0,125 \text{ mm/año}$ ,  $0,2 \text{ mm/año}$  y  $0,25 \text{ mm/año}$  para FSR). La similitud entre estos valores puede explicarse por la cercanía que tienen estas fallas una con otra ya que ambas se ubican entre las latitudes  $32^{\circ}\text{S}$  y  $33^{\circ}\text{S}$  siendo la de Cariño Botado la que se aflora al norte de la de San Ramón, por ende, ambas fallas podrían ser una misma estructura que afloran en distintas zonas del frente occidental andino. Este hecho se apoya en las características cinemáticas y geológicas similares que presenta la falla Cariño Botado (Estay y otros, 2023), y por la reciente identificación de la falla de deslizamiento activa El Arrayán que se encuentra al norte de Santiago que puede ser una estructura que conecta la falla Cariño Botado y falla San Ramón (Araya y otros, 2021).

En relación con las longitudes de las fallas Cariño Botado ( $32,2^{\circ}\text{S}$ ), San Ramón ( $33,5^{\circ}\text{S}$ ) y Mesamávida ( $36^{\circ}\text{S}$ ), se puede decir que la traza de las dos primeras estructuras es mucho mayor que la del escarpe de la falla Mesamávida ( $6 \text{ km}$  de extensión), siendo la falla Cariño Botado y San Ramón,  $14 \text{ km}$  y  $19 \text{ km}$  más largas que esta, respectivamente. Sin embargo, este hecho podría indicar que la falla Mesamávida es mucho más larga que la longitud de su escarpe, siendo mayoritariamente ciego, por lo tanto, su longitud real podría alcanzar medidas similares a las de la falla Cariño Botado y San Ramón. En base a esto, se puede sugerir que al norte del escarpe de la falla Mesamávida, entre los  $35,5^{\circ}\text{S}$  y  $36^{\circ}\text{S}$ , existen ciertos rasgos tales como escarpes, rectitud del

frente cordillerano y termas, que podrían ayudar a identificar la continuidad de la falla Mesamávida hacia el norte. De esta forma, al tener en cuenta que la extensión de esta estructura podría prolongar hacia el norte, la falla Mesamávida se revestiría como un peligro sísmico relevante al igual que la falla Cariño Botado y falla San Ramón.

Los trabajos realizados en esta tesis han demostrado lo importante que es el estudio de la deformación en el frente occidental andino a los 36°S ya que se puede comprender que las tasas de alzamiento calculadas no tan sólo están reguladas por la falla Mesamávida sino que también por otras estructuras con similares características de esta falla pero de menor envergadura; a diferencia de lo que pasa al norte, específicamente en el WAT a los 33°S, donde la deformación se acomoda únicamente gracias a la falla San Ramón. Además, las velocidades de alzamiento obtenidas para el WAF a los 36°S ayudarían no tan solo a entender la dinámica cuaternaria que ocurre en la zona, sino que también aporta al conocimiento del WAT a escala regional y a la evolución de orógenos activos a nivel global.

## 6. CONCLUSIONES

A partir de los resultados y discusiones tratados anteriormente se concluye que:

-Mediante el mapeo semiautomatizado utilizando el software TerEx con un DEM de alta resolución (1m), trazado de perfiles y observaciones de campo, se identifican 7 niveles de terrazas fluviales en el valle del río Achibueno, desde el frente occidental andino hacia el este por unos 27 km. Si se considera a Formación La Montaña como la terraza mas antigua del río Achibueno en base a las descripciones litológicas previas, el valle contaría con 8 niveles de terrazas fluviales.

-A través de la datación OSL de tres niveles de terrazas (Qt6, Qt5 y Qt2) se determina una edad que va desde Pleistoceno Superior a Holoceno para estos depósitos.

-Las terrazas fluviales sirven como marcadores geomorfológicos de procesos que ocurrieron en el pasado y actualidad. Para que estas se formen se necesita una reducción relativa del nivel base del río. En áreas de tectónica activa, el alzamiento de las rocas ejerce un control de primer orden sobre la tasa de incisión del río, por lo tanto, las tasas de incisión son cercanas a las tasas de alzamiento.

-A los 36°S, las tasas de incisión que se calculan a partir de las terrazas del río Achibueno pueden considerarse tasas de alzamiento porque se ha confirmado que es una zona de tectónica activa y la ubicación de estas terrazas están al lado este de la falla Mesamávida y no al oeste, en otras palabras, estos niveles se encuentran sobre el bloque colgante de la falla, lo que se permite descartar el origen climático que modifiquen el cauce de los ríos.

- Las tasas de alzamiento calculadas a partir de Qt5 y Qt2, de este a oeste, son de  $0,69 \pm 0,13$  mm/año a  $0,78 \pm 0,19$  mm/año, y  $0,23 \pm 0,05$  a  $0,60 \pm 0,02$  mm/año, respectivamente.

-La tasa de alzamiento para el frente occidental andino va desde 0,18 mm/año a 0,45 mm/año.

-El alzamiento obtenido al este de las fallas San Ramón y Cariño Botado se encuentra en los rangos de velocidades que se proponen en este trabajo por lo que se deja en evidencia que el alzamiento entre los 32°S y 33°S del frente occidental andino es similar al del WAT a los 36°S.

-La deformación en el WAT a los 36°S se distribuye en al menos dos fallas subparalelas mientras que la falla San Ramón, al este de Santiago, acomoda casi toda la deformación en el WAT.

-Las fallas San Ramón y Cariño Botado presentan una extensión mayor que el escarpe de la falla Mesamávida reconocida en la localidad homónima, aunque se sugiere que esta puede prolongarse hacia el norte (35,5°S) convirtiéndose así en un posible peligro sísmico, al igual que las otras dos fallas que se encuentran al norte de Mesamávida.

## 7. REFERENCIAS

- Allmendinger, R., Jordan, T., Kay, S., Isacks, B. (1997). The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual Reviews on Earth and Planetary Sciences*, Vol. 25, p. 139-174.
- Araya, J., De Pascale, G., Mardel, R., Sepúlveda, S. (2021). The likely Quaternary active El Arrayán fault, Santiago, Chile. *Andean Geol.* 48(3), 529–545.
- Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R., & Kausel, E. (2010). The West Andean thrust, the San Ramon fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics*, 29(2).
- Arriagada Cea, D. A. (2021). Paleosismología de la Falla Mesamávida: análisis desde el mapeo de la Trinchera Cerda y datación morfológica de su escarpe a los 36°S, Región del Maule, Chile.
- Bartz, M, Arnold, L.J., Demuro, M., Duval, M., King, G., Rixhon, G., Álvarez-Posada, C., Parés, J.M., & Brückner, H. (2019). Single-grain TT-OSL dating results confirm an Early Pleistocene age for the lower Moulouya river deposits (NE Morocco). *Quaternary Geochronology* 49, 138-145.
- Bello-González, J. P., Contreras-Reyes, E., & Arriagada, C. (2018). Predicted path for hotspot tracks off South America since Paleocene times: Tectonic implications of ridge-trench collision along the Andean margin. *Gondwana Research*, 64, 216-234.
- Bradley, R.S., & Jonest, P.D. (1993). “Little Ice Age” summer temperature variations: their nature and relevance to recent global warming trends. *The Holocene*. Vol. 3 (4): 367-376.
- Bridgland, D. & Westaway, R., (2008). Climatically controlled river terrace staircases: a worldwide Quaternary phenomenon. *Geomorphology* 98, 285–315.

Cande, Steven C.; Leslie, Rob B. (1986). Late Cenozoic tectonics of the Southern Chile Trench. *Journal of Geophysical Research*, 91(B1), 471.

Cembrano, J., Lavenu, A., Yañez, G, Riquelme, R., García, M., González, G., & Hérail, G., (2007). Neotectonics. *In The geology of Chile* (Moreno, T; Gibbons, W.; editors). The Geological Society, London: 231-261.

Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J. J., Iturra, N., ... & Wyss, A. R. (2005). The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversión and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen*, 236(1-2), 43-77.

Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile.

Clapperton, C.M. (1994). The quaternary glaciation of Chile: a review. *Revista Chilena de Historia Natural*. Vol. **67** (4): 369-383. Santiago.

Clubb, F.J., Mudd, S.M. (2017). Unsteady landscapes: climatic and tectonic controls on fluvial terrace formation. In: AGU Fall Meeting, Abstract #EP53B-1692.

Collins, S. H. (1975). Terrain Parameters Directly From a Digital Terrain Model. *The Canadian Surveyor*, 29(5), 507–518.

Collins, S. H. (1973). Terrain parameters directly from a digital terrainmodel. Publication of *American Congress on Surveying and Mapping*.

Cortés, J., Vega, A., Aguilera, R., Arriagada, D., Sepúlveda, T., Riedel, M., Melnick, D., Tassara, A., Luppi, M., Espinoza, M., Nelson, A., Álvarez, F. (En preparación). The Mesamávida Fault: a capable fault in the Western Andean Front (WAF) of Central-Southern Chile (36°S).

Coutand, I., Cobbold, P. R., de Urreiztieta, M.; Gautier, P., Chauvin, A., Gapais, D., Rossello, E. A., López-Gamundí, O., (2001). Style and history of Andean deformation, Puna plateau, northwestern Argentina. *Tectonics*, 20(2), 210–234.

Ehlers, J.; Gibbard, P. & Hughes, P. (2017). Quaternary Glaciations and Chronology. *Past Glacial Environments (Second Edition)*. Elsevier: 77-101 pp. Amsterdam.

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, Article 108801.

Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., ... & Comte, D. (2008). Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33–35 S). *Tectonics*, 27(1).

Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., & Fock, A. (2010). Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, 29(3).

Farías, M.; Charier, 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). *Tectonics*. Vol. 24: TC4001.

Fennell, L. M., Quinteros, J., Iannelli, S. B., Litvak, V. D., & Folguera, A. (2018). The role of the slab pull force in the late Oligocene to early Miocene extension in the Southern Central Andes (27–46 S): Insights from numerical modeling. *Journal of South American Earth Sciences*, 87, 174-187.

Fock, A., Charrier, R., Farías, M., & Muñoz, M. (2006). Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico (33-34 S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial*, 6, 48-55.

Gajardo, A. (1981). *Avance geológico hoja Concepción-Chillan: Región del Bio-Bio*. Instituto de Investigaciones Geológicas.

Gana, P., Wall, R., Gutiérrez, A., & Yáñez, G. (1994). Geología de la Cordillera de la Costa, Regiones de Valparaíso y Metropolitana, al oeste de los 71 00'W. In *Congreso Geológico Chileno* (No. 7, pp. 43-46).

García Londoño, C. (2007). Datación por fotoluminiscencia de algunas formaciones superficiales del Llano de Ovejas, Cordillera Central, Antioquia.

González – Ferran, O., & Vergara, M. (1962). *Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35 y 38 latitud sur*.

Hauser Yung, A., Sánchez, R., Saa Vidal, R., Ancarola Privato, P., Urbina Aracena, C., Guzmán Serani, J., ... & Morales Miranda, G. (1970). Estudio integrado de los recursos naturales Cautín. V. 2 Separata: Geología. (Informe N° 29/1970 V. 2).

Hauser, A. (1986). Los Rodados Multicolores: su distribución y características en el sur de Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 27, p. 69-83

Hauser, A. (1995). Carta Hidrogeológica de Chile, Hoja Talca.

Henry Osorio, P. H. (2019). Evolución geomorfológica del Valle del Indio, región del Maule, Chile: procesos glaciales y volcánicos.

Hervé, F., Munizaga, F., Parada, M. A., Brook, M., Pankhurst, R. J., Snelling, N. J., & Drake, R. (1988). Granitoids of the Coast Range of central Chile: geochronology and geologic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(2), 185-194.

Hopkins, A. J., & Snyder, N. P. (2016). Performance evaluation of three DEM-based fluvial terrace mapping methods. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41(8), 1144–1152.

Huntley, D. J., Godfrey-Smith, D. I., & Thewalt, M. L. W. (1985). Optical Dating of Sediments. *Nature*, v. 313, p. 105-107.

Jordan, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A., & Ando, C. J. (1983). Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94(3), 341-361.

Kirby, E., Whipple, K.X., Tang, W.Q., Chen, Z.L. (2003). Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau: inferences from bedrock channel longitudinal profiles. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 108 (B4), 2217.

Kley, J. & Monaldi, C. R. (1998). Tectonic shortening and crustal thickness in the Central Andes: How good is the correlation? *Geology*, 26(8), 723-726.

Kley, J. (1999). Geologic and geometric constraints on a kinematic model of the Bolivian orocline. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(2), 221-235.

Kley, J., Monaldi, C., Salfity, J. (1999). Along-strike segmentation of the Andean foreland; causes and consequences. *Tectonophysics*, Vol. 301, p. 75 -94.

Koch, J. (2015). Little Ice Age and recent glacier advances in the Cordillera Darwin, Tierra del Fuego, Chile. *Anales Instituto Patagonia*. Vol. 43 (1):127-136.

Lave, J., Avouac, J.P. (2000). Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal. *Journal of Geophysical Research* 105 (B3), 5735–5770.

Litchfield, N. & Berryman, K., (2006). Relations between postglacial fluvial incision rates and uplift rates in the North Island, New Zealand. *Journal of Geophysical Research*, 111(F2), F02007-.

Maddy, D. (1997). Uplift-driven valley incision and river terrace formation in southern England. *Journal of Quaternary Science* 12, 539–545.

Maddy, D., Bridgland, D., Westaway, R. (2001). Uplift-driven valley incision and climatecontrolled river terrace development in the Thames Valley, UK. *Quaternary International* 79, 23–36.

McCalpin, J. P. (Ed.). (2009). *Paleoseismology*. Academic press.

Meade, B. J., & Conrad, C. P. (2008). Andean growth and the deceleration of South American subduction: Time evolution of a coupled orogen-subduction system. *Earth and Planetary Science Letters*, 275(1-2), 93-101.

Medina Osorio, J. E. (2018). Caracterización de la falla Cariño Botado (32°30'S) y su relación al West Andean Thrust System (WATS).

Molnar, P., Brown, E.T., Burchfiel, B.C., Deng, Q., Feng, X., LI, J., Raisbeck, G.M. (1994). Quaternary climate change and the formation of river terraces across growing anticlines on the north flank of the Tien Shan, China. *Journal of Geology* 102, 583–602.

Mpodozis, C., Ramos, V. A., Ericksen, G. E., Cañas Pinochet, M. T., & Reinemund, J. A. (1989). Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources. *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series*, 11, 59-90.

Muñoz, J., & Niemeyer, H. (1984). *Hoja Laguna del Maule: regiones del Maule y del Biobio*. Servicio Nacional de Geología y Minería.

Muñoz, N., & Charrier, R. (1996). Uplift of the western border of the Altiplano on a westvergent thrust system, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(3-4), 171- 181.

Muñoz-Cristi, J. (1960). Contribución al conocimiento geológico de la Cordillera de la Costa de la zona central. *Revista Minerales*, 15(69), 28-47.

Oliveros, V., Vásquez, P., Creixell, C., Lucassen, F., Ducea, M. N., Ciocca, I., ... & Kasemann, S. A. (2020). Lithospheric evolution of the Pre-and Early Andean convergent margin, Chile. *Gondwana Research*, 80, 202-227.

Oncken O, Boutelier D, Dresen G, Schemmann K. (2012). Strain accumulation controls failure of a plate boundary zone: linking deformation of the Central Andes and lithosphere mechanics. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2012;13:1–22.

Paskoff, R. (1970). *Recherches géomorphologiques dans le Chili semi-aride*. Bordeaux: Biscaye Frères (Ed.), 420 pp.

Pazzaglia, F. J., & Brandon, M. T. (2001). A fluvial record of long-term steady-state uplift and erosion across the Cascadia forearc high, western Washington State. *American Journal of Science*, 301(4-5), 385–431.

Pazzaglia, F. J. (2013). 9.22 Fluvial terraces. In *Treatise on Geomorphology*, John FS (ed). Academic Press: San Diego; 379–412.

Rauld, R. (2011). Deformación cortical y peligro sísmico asociado a la falla San Ramón en el frente cordillerano de Santiago, Chile Central (33° S). PhD Thesis (Unpublished). Departamento de Geología, Universidad de Chile, 311 pp.

Riesner, M., Lacassin, R., Simoes, M., Armijo, R., Rauld, R., & Vargas, G. (2017). Kinematics of the active west Andean fold-and-thrust belt (Central Chile): Structure and long-term shortening rate. *Tectonics*, 36(2), 287-303.

Riesner, M., Lacassin, R., Simoes, M., Armijo, R., Rauld, R., & Vargas, G. (2017). Kinematics of the active west Andean fold-and-thrust belt (Central Chile): Structure and long-term shortening rate. *Tectonics*, 36(2), 287-303.

Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R., Espiñeira, D. (1993). *Hojas Quillota y Portillo, V Región. In: Map 73, scale 1:250,000*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile.

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-miocénicas de Chile central y su relación con estructuras NWW-NW (33° 00'-34° 30'S). In *Congreso Geológico Chileno* (No. 9, pp. 631-636).

Sepúlveda Rivera, T. P. (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).

Sernageomin, S. (2003). Mapa Geológico de Chile: versión digital. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, 4*.

Somoza, R., & Ghidella, M. E. (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(4), 797-809.

Spikings, R., Dungan, M., Foeken, J., Carter, A., Page, L., & Stuart, F. (2008). Tectonic response of the central Chilean margin (35–38 S) to the collision and subduction of heterogeneous oceanic crust: a thermochronological study. *Journal of the Geological Society*, 165(5), 941-953.

Stein, R. S., & Yeats, R. S. (1989). Hidden Earthquakes. *Scientific American*, 260(6), 48–59.

Stokes, M., Cunha, P.P., Martins, A. A. (2012). Techniques for analysing late Cenozoic river terrace sequences. *Geomorphology* 165–166, 1–6.

Stout, J. C., & Belmont, P. (2014). TerEx Toolbox for semi-automated selection of fluvial terrace and floodplain features from lidar. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39(5), 569–580.

Tebbens, S. F., & Cande, S. C. (1997). Southeast Pacific tectonic evolution from early Oligocene to present. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B6), 12061-12084.

Thiele, R. (1980). Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería. *Carta Geológica de Chile*, 29, 21.

Vandenberghe, J. (2008). The fluvial cycle at cold-warm-cold transitions in lowland regions: a refinement of theory. *Geomorphology* 98, 275–284.

Varela, J. & Moreno, H. (1982). Los depósitos de Relleno de la Depresión Central de Chile entre los ríos Lontué y Biobío. In *Congreso geológico de Chile*, N°3, Actas 2: F280- F306. Concepción.

Vargas, G., Klinger, Y., Rockwell, T. K., Forman, S. L., Rebolledo, S., Baize, S., ... & Armijo, R. (2014). Probing large intraplate earthquakes at the west flank of the Andes. *Geology*, 42(12), 1083-1086.

Vega Ruiz, A. J. (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.

Vergara, M. & Munizaga, F. (1974). Age and evolution of the Upper Cenozoic andesitic volcanism in central-south Chile. *Geol. SOCo Am., Bull.*, Vol. **85**, NO 4 p. 603 -606

Wegmann, K. W., & Pazzaglia, F. J. (2002). Holocene strath terraces, climate change, and active tectonics: The Clearwater River basin, Olympic Peninsula, Washington State. *Geological Society of America Bulletin*, 114(6), 731–744.

Westaway, R., Bridgland, D., Mishra, S. (2003). Rheological differences between Archaean and younger crust can determine rates of Quaternary vertical motions revealed by fluvial geomorphology. *Terra Nova* 15, 287–298.

Wigger, P., Schmitz, M., Araneda, M., Asch, G., Baldzuhn, S., Geise, P., Heinsohn, W.-D., Martínez, E., Ricaldi, E., Röwer, P. y Viramonte, J. (1994). Variation in the Crustal Structure of the Southern Central Andes Deduced from Seismic Refraction Investigation. En Reutter, K., Scheuber, E. y Wigger, P. (eds.) *Tectonics of the southern central Andes*, Springer, 23-48, Berlin, Heidelberg y New York.