



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
GEOLOGÍA

**ANÁLISIS ESTRUCTURAL Y MORFOMÉTRICO DEL
LINEAMIENTO PATAGUAL-PILEO (CORDILLERA DE
LA COSTA, REGIÓN DEL BIOBÍO)**

Memoria para optar para el título de Geóloga

Karina Monserrat López Godoy

Profesor Guía: Dr. Mauricio Esteban Espinoza Vargas.
Profesora Co-guía: MSc. Natalia Sofía Sepúlveda Diaz.
Profesor Comisión: Dr. Joaquín Alejandro Cortés Aranda.

Concepción, 2024

ÍNDICE DE CONTENIDOS

RESUMEN	vi
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Planteamiento del problema	1
1.2. Objetivos.	2
1.3. Ubicación y Accesos o Contexto	2
1.4 Trabajos Anteriores	3
2. MARCO TEÓRICO.	4
2.1 Marco geológico	4
2.1.1 Basamento metamórfico (Paleozoico superior)	4
2.1.2 Rocas estratificadas	5
2.1.3 Sedimentos no consolidados recientes	6
2.1.4 Rocas intrusivas	6
3. MARCO TECTÓNICO	8
3.1 Geología estructural local	9
4. METODOLOGÍA Y MATERIALES	11
4.1 Recopilación de bibliografía y antecedentes	11
4.1.1 Perfiles <i>swath</i>	11
4.1.2 Mapa de pendientes	12
4.1.3 Obtención de <i>knickpoints</i>	14
4.2 Terreno	13
4.3 Gabinete post terreno	14
4.3.1 Índice de empinamiento (Ksn)	14
4.3.1.1 Concavidad de cuencas	14
4.3.2 Coordenada Chi (χ)	15
4.3.3 Curva hipsométrica	15
4.3.4 Asimetría de cuencas	16

5. RESULTADOS	18
6. DISCUSIÓN	35
7. CONCLUSIÓN	39
8. REFERENCIAS	40
9. ANEXOS	43

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de ubicación y accesos de la zona de estudio.	2
Figura 2: Geología área de estudio de López 2002.	7
Figura 3: Mapa de estructuras, relación falla Biobío y Falla Biobío-Tanahuillín (L�pez, 2002).	10
Figura 4: Falla Patagual-Pileo y su relación con Falla Biobío (L�pez, 2002).	10
Figura 5: Ejemplo de mapa DEM versus un Mapa de Pendientes.	13
Figura 6: Clasificación de curvas hipsométricas.	16
Figura 7: DEM de resolución 5x5 y posterior extracción de río Biobío	18
Figura 8: Cuencas generadas con herramienta GIS (Landspy).	19
Figura 9: Perfiles swath generados a lo largo de la cuenca 5.	20
Figura 10: Perfiles swath generados a lo largo de la cuenca 6.	21
Figura 11: Mapa de pendientes de la zona de estudio.	22
Figura 12: Mapa de azimut de pendientes (ASPECT).	22
Figura 13: Mapa de knickpoints.	23
Figura 14: Puntos de interés de trabajo en terreno.	24
Figura 15: Resultados obtenidos en terreno.	25
Figura 16: Resultados obtenidos en terreno.	25
Figura 17: Estereograma y diagramas de rosetas de fallas medidas en terreno.	26
Figura 18: Estereograma y diagramas de rosetas de diaclasas medidas en terreno.	26
Figura 19: Estereograma y diagramas de rosetas de estratificaciones de la Fm. Santa Juana medidas en terreno.	27
Figura 20: Estereograma y diagramas de rosetas de foliaciones medidas en terreno.	27
Figura 21: Mapa de índice de empinamiento.	28
Figura 22: Mapa de valores Chi a lo largo de los drenajes.	29
Figura 23: Gráficos de curvas hipsométricas de cada cuenca.	30
Figura 24: Mapa de integral hipsométrica por cuenca.	31
Figura 25: Mapa de asimetría de cuencas.	32
Figura 26: Mapa de valor de asimetría por cuenca	33

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Datos planares obtenidos en terreno de fallas menores, fracturas, estratificaciones y foliaciones.	42
Tabla 2: Datos lineales obtenidos en terreno de estrías	43

RESUMEN

El área de estudio se enmarca en la provincia de Coronel en el sureste de la comuna de Concepción en una ruta forestal conocida como ruta 156 (o ruta de la madera) que es víctima de las constantes remociones en masa que ocurren en la zona. En este estudio geológico y morfométrico, se aborda la interacción entre el control litológico y tectónico en la configuración de la geomorfología local. Para contextualizar, la litología que conforma la zona incluye rocas sedimentarias como areniscas del Triásico (Formación Santa Juana), así como intrusivos del Paleozoico Superior como el Basamento cristalino (Batolito costero del sur) y el Basamento metamórfico (serie Oriental), además de la presencia de depósitos Cuaternarios. El área presenta una compleja estructura geológica correspondiente al lineamiento Patagual-Pileo (Lépez, 2002), estructura de gran extensión en el antearco, a la cual se estima una edad máxima de deformación dada según diversos factores, gracias a la recopilación de evidencia del desplazamiento, se encuentran estrías de fallas afectando a la Fm. Santa Juana correspondiente al Triásico. Sin embargo, se puede apreciar que este lineamiento controla elementos morfológicos modernos, tales como el cauce del río Biobío, dándole una nueva datación por principio de corte con la falla Biobío de edad Eocena, por lo que ha despertado interés debido a su potencial influencia en la configuración de la geomorfología local, además de su posible relación con las remociones en masa.

El análisis morfométrico realizado, conformado por el desarrollo de perfiles *swath* (Pérez-Peña et al., 2017), mapas de pendientes (Wang et al., 2003), obtención de *knickpoints* (Queiroz et al., 2015), índice de empinamiento (Ksn) (Wobus et al., 2006), concavidad de cuencas (Gasparini, 2004), coordenada Chi (χ) (García-Delgado et al., 2020), curva hipsométrica (Harsha et al., 2020) y asimetría de cuencas (Garrote et al., 2008), así como un trabajo en terreno donde se busca evidencia de índices de deformación; destaca la influencia del lineamiento Patagual-Pileo en la geomorfología local, donde se observa una mayor variación de altitud y pendientes a lo largo de este lineamiento, así como una orientación prevalente de las pendientes hacia el sureste. El análisis conjunto de *knickpoints* y la información litológica permiten descartar influencias litológicas en la morfología. La evaluación de índices morfométricos, como el índice Ksn y la coordenada Chi, revela patrones que sugieren la presencia de fallas y estructuras tectónicas, así como observación directa en terreno confirma la existencia de fallas menores asociadas al lineamiento principal.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento del problema

En el sector de Patagual, correspondiente a la Comuna de Coronel, en su área colindante al río Biobío, frente a la comuna de Hualqui, encontramos el codo Patagual, el cual se encuentra delineado por el notorio lineamiento Patagual-Pileo (Lépez, 2002). Este lineamiento ha despertado interés debido a su potencial influencia en la configuración de la geomorfología local y su posible relación con constantes remociones en masa. Esto último adquiere mayor interés considerando los incendios forestales que ocurrieron en la zona entre los meses de enero y marzo de 2023 (Sepúlveda, 2023). Estos eventos han dejado una huella significativa en el entorno, alterando las condiciones del suelo y potencialmente incrementando la susceptibilidad a deslizamientos (Rueda et al., 2014).

El lineamiento Patagual-Pileo presenta una orientación ENE-WSW y una extensión mínima de 22 Km, evidenciándose una deflexión significativa del río Biobío en torno a este lineamiento, lo cual ha sido propuesto previamente como una falla geológica dextral (Ferraris, 1981; Melnick et al, 2009; Lépez, 2002). Sin embargo, no se han realizado estudios que confirmen su carácter de falla, su edad geológica, ni tampoco su impacto en la geomorfología del área. Esto plantea interrogantes sobre su naturaleza y su posible implicancia en la estabilidad del terreno. Así, este estudio se enmarca en la comprensión de los procesos tectónicos que actúan en la región y su impacto en la morfología del paisaje. Esto será estudiado a través del análisis de distintos índices morfométricos, tales como: Perfiles *swath* (), mapas de pendientes (), análisis de *knickpoints* (), índice de empinamiento (Ksn) (), integral hipsométrica (), asimetría de la cuenca () y coordenadas $\chi(\gamma)$ (). Además, se realizará trabajo de terreno para buscar evidencias de la falla mediante análisis geométrico y cinemático.

A lo largo del tiempo, la ruta de la madera ha presentado varios casos de deslizamientos los cuales han causado accidentes o interrupciones en el tránsito a los vehículos que transitan en esta. Sólo en el último año han ocurrido una serie de deslizamientos que en repetidas ocasiones representan un riesgo para los vehículos que transitan. La problemática de remociones en masa al ser latente en las rutas ha sido de interés geológico en Sernageomin para dar respuesta al sistema nacional de prevención y respuestas ante desastres mediante el organismo técnico geológico en materias de monitoreo de las amenazas del país y levantar información geológica estructural del país.

1.2. Objetivos.

1.2.1. Objetivo General

Caracterizar las estructuras presentes en el codo Patagual y su influencia en el registro geomorfológico y morfométrico del área de estudio.

1.2.2. Objetivos Específicos

- Caracterizar el lineamiento Patagual-Pileo y sus estructuras secundarias a través de imágenes satelitales y modelos de elevación digital.
- Analizar la geometría, cinemática y desplazamiento del lineamiento Patagual-Pileo.
- Determinar el impacto del lineamiento Patagual-Pileo en la geomorfología local.

1.3. Ubicación y Accesos o Contexto

La zona de estudio se encuentra en la región del Biobío, al este de la comuna de Coronel. Esta se ubica entre las latitudes $37^{\circ}2'45''$ y $36^{\circ}56'37''$ sur y longitudes $73^{\circ}5'49''$ y $72^{\circ}54'12''$ oeste. Accedemos a través de la ruta de la madera, aproximadamente a 19Km desde el centro de Concepción (Figura 1).

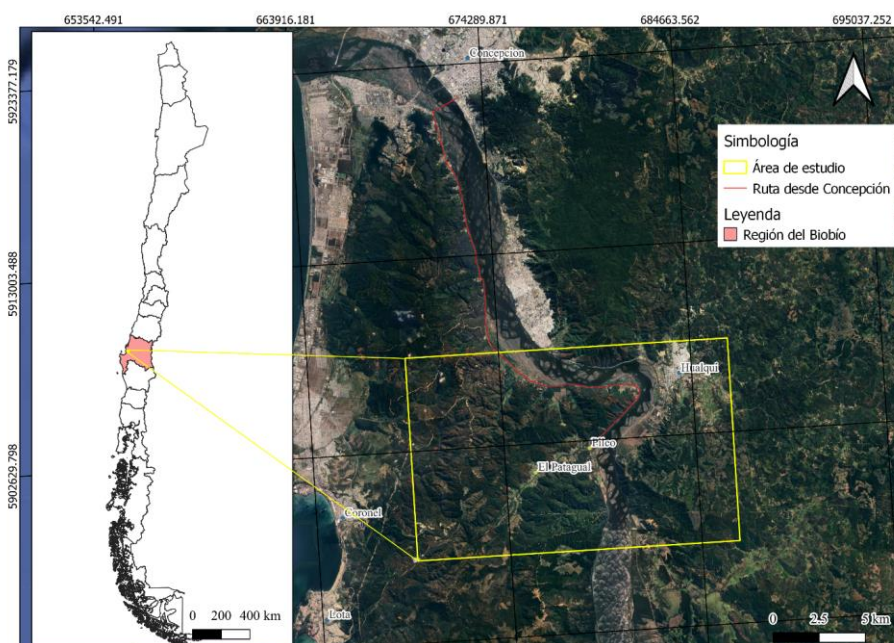


Figura 1: Mapa de ubicación y accesos de la zona de estudio

1.4 Trabajos Anteriores

- Muñoz Cristi (1953) describió la geología de Concepción y Arauco.
- Tavera (1960) realizó columnas estratigráficas de la secuencia sedimentaria del valle inferior del río Biobío
- Veyl (1961) realizó un resumen de la geología de la provincia de Concepción.
- González-Bonorino (1970) presentó un estudio de zonación metamórfica en el Basamento cristalino de la Cordillera de la Costa de Chile Central.
- López (2002), en su memoria de título estudia la geología y estructuras del Triásico de Santa Juana, incluyendo estudios del lineamiento Patagual-Pileo.
- Melnick (2006) estudió a la latitud de la Isla Santa María en Chile la deformación costera y los grandes terremotos de subducción. Describe las características geológicas y tectónicas de la zona, y utiliza perfiles *swath* para analizar la topografía asimétrica de la isla.

2. MARCO TEÓRICO.

2.1 Marco geológico

Diferentes autores, tales como Ferraris (1981), López (2002) y Mendoza (2001) delimitan de distintas maneras los contactos entre las unidades geológicas, pero coinciden en las siguientes litologías. Se encuentran en la zona de estudio rocas sedimentarias del Triásico (Fm. Santa Juana), intrusivos tales como el Basamento cristalino, también conocido como el Batolito costero del sur, así como un Basamento metamórfico correspondiente al Paleozoico Superior. Además, se cuenta con la presencia de terrazas fluviales con sedimentos cuaternarios (Figura 2).

2.1.1 Basamento metamórfico (Paleozoico superior)

Serie Oriental

Se define al "Basamento Metamórfico" como la agrupación de las rocas metamórficas de la costa de Chile Central. Esta definición fue propuesta por González-Bonorino (1970). Aguirre et al. (1972) posteriormente definieron una Serie Oriental y una Serie Occidental dentro del Basamento Metamórfico, basándose en antecedentes estructurales y litológicos. Estas series fueron denominadas un cinturón metamórfico pareado (Aguirre et al., 1972).

Las rocas de la Serie Oriental afloran en una franja continua de orientación NS, que constituye el límite occidental de las sedimentitas triásicas. En el sector del Fundo Patagual, este límite se hace evidente debido a las relaciones estratigráficas entre metarenitas y filitas respecto a una brecha de bloques (principalmente metamórficos) (González-Bonorino, 1970).

Las rocas del Basamento Metamórfico se componen principalmente de metarenitas masivas, filitas y esquistos micáceos. Estos afloramientos se encuentran extremadamente meteorizados (González-Bonorino, 1970). En cuanto a la litología, se han identificado filitas negras, metarenitas pardo grisáceas y esquistos micáceos en diferentes afloramientos de la región (González-Bonorino, 1970). Gajardo (1981) y Ferraris (1981) describen la Serie Oriental como una franja de rumbo NNE-SSW compuesta por una alternancia de diferentes tipos de rocas metamórficas con variaciones en el grado de metamorfismo. Además, Vásquez (2001) reconoció la presencia de migmatitas en las cercanías del contacto con los granitoides paleozoicos (Gajardo, 1981; Ferraris, 1981; Vásquez, 2001).

En cuanto al origen y la edad de los complejos metamórficos, Munizaga et al. (1973) sugieren edades entre 342 y 275 Ma para la deformación y metamorfismo principal, lo que apunta a una edad paleozoica superior para el metamorfismo del Basamento Cristalino. Hervé et al. (1982) determinaron edades de 344-345 Ma para la Serie Oriental y de 310-311 Ma para la Serie Occidental en un estudio de edades Rb/Sr (Munizaga et al., 1973; Hervé et al., 1982).

2.1.2 Rocas estratificadas

Triásico de Santa Juana (Fm. Santa Juana)

El Triásico de Santa Juana consiste en sedimentitas triásicas fosilíferas en la región del río Biobío, divididas en secciones por Tavera (1960) y posteriormente definida como Sistema Triásico por Cucurella (1978) con cuatro miembros. Ferraris (1981) propuso el nombre de Formación Santa Juana.

Estas sedimentitas del Triásico de Santa Juana se encuentran al sur y al oeste del río Biobío, cubriendo un área de aproximadamente 130 km². Se superponen en discordancia angular a las metamorfitas de la Serie Oriental del Basamento Metamórfico. También tienen una relación de contacto en inconformidad con los granitoides del Batolito Costero y se encuentran bajo sedimentos cuaternarios en los valles principales en discordancia angular (Tavera, 1960; Cucurella, 1978; Ferraris, 1981). Ferraris (1981), a partir de la división de Cucurella (1978), describe cuatro miembros distintos de la formación:

- Miembro basal: Se dispone sobre granito. Conformado de conglomerados de cuarzo y arcosas continentales.
- Miembro II: Contacto concordante con el miembro basal. Areniscas conglomerádicas, areniscas finas y lutitas. Incluye pequeños niveles de carbón y restos fósiles vegetales e invertebrados de agua dulce.
- Miembro III: Sobreyace concordante al miembro II. Presenta secuencias de carácter marino, areniscas gruesas y arcillolitas. Con escasos restos vegetales.
- Miembro superior: Está constituido por lutitas negras, areniscas con intercalaciones conglomerádicas y brechas de origen continental. Se encuentran presentes restos fósiles vegetales e invertebrados de agua dulce.

2.1.3 Sedimentos no consolidados recientes

Los sedimentos actuales corresponden a terrazas fluviales que se disponen discordantemente con las rocas Triásicas y del Paleozoico Superior. Estas son divididas en tres niveles según Jaque (1990), dos de estos se relacionan directamente con el sistema de drenajes del Río Biobío, mientras que el tercero está asociado a sistemas de drenajes locales que modelan la topografía actualmente.

- Terrazas fluviales de arenas negras

Se reconocen principalmente T1 y T2. El nivel T1 es el más desarrollado. Están compuestos por arenas negras tipo Laja, con una granulometría principalmente de grano medio, conformadas de fragmentos basálticos, piroclásticos y cuarzo monomineral, con selección moderada. Formada a partir de la acumulación de aluviones arrastrados por el río Biobío, incluso invadiendo valles afluentes (Jaque,1990).

- Terrazas fluviales de valles locales

Estas terrazas corresponden a la acumulación de material resultante de la meteorización del relieve reciente de los valles, transportados por la corriente local. Estas terrazas corresponden al nivel T1 y se componen principalmente por arenas blancas de cuarzo y feldespato de granulometría fina a media, incluyendo limo, gravas y ripios, con una selección muy deficiente (Jaque,1990).

2.1.4 Rocas intrusivas

Batolito de la Costa

EL nombre "Batolito de la Costa" fue propuesto por Gajardo (1981) y Ferraris (1981) como una unidad informal para describir las rocas intrusivas en la región occidental de las Hojas Concepción-Chillán y Los Ángeles-Angol, al oeste de las rocas del Basamento Metamórfico Paleozoico. Este batolito forma una franja continua con dirección NNE-SSW.

Los granitoides del Batolito de la Costa afloran al sur de la zona de estudio y marcan el límite meridional de las sedimentitas triásicas. Estas rocas triásicas se superponen en inconformidad a los granitoides entre las áreas de la comunidad Guallerehue y Tanahuillín, visible al norte del puente Comepo, a unos 20 km al sudeste de Santa Juana. Según Cucurella (1978), los granitoides en su mayoría son granitos de microclina, con menor presencia de granodioritas y aplitas.

Dataciones radiométricas Rb-Sr y K-Ar indican edades de 320 millones de años (Hervé et al., 1976), interpretadas como la edad de cristalización del magma, y de 208+10 y 218+21 millones de años (Triásico Inferior a Medio) (Dávila et al., 1979), interpretadas como la edad de enfriamiento. Estos eventos señalan el levantamiento de las rocas desde zonas profundas de la corteza y/o del manto superior hasta áreas más superficiales de la corteza (Hervé et al., 1976), lo que confirma una edad del Paleozoico Superior para el Batolito de la Costa (Gajardo, 1981).

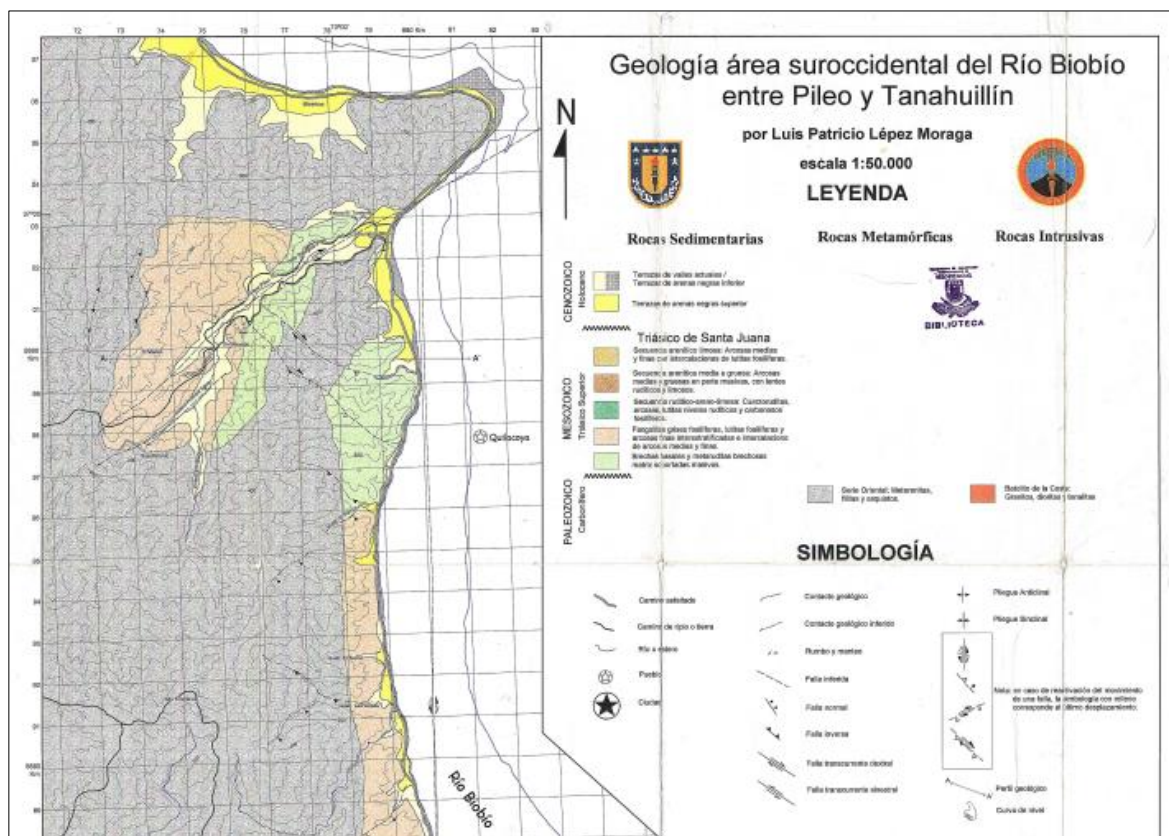


Figura 2: Geología área de estudio de López 2002. Se identifica que en la zona del lineamiento Patagual-Pileo se ubican depósitos aluviales coluviales de fondo de valle. Se identifican, además, zonas de terrazas negras del Biobío.

3. MARCO TECTÓNICO

La evolución geológica en el área Centro-Sur de Chile se desarrolló durante un largo período, desde el Paleozoico Superior hasta el Cenozoico. Es posible observar notables diferencias en su evolución a lo largo de varios períodos geológicos. A continuación, se describen sus características representativas en diferentes eras de su evolución.

Paleozoico: En este periodo, se produjo la acreción de *terrane*s y el desarrollo de prismas de acreción en el borde occidental de Gondwana. Se depositaron series turbidíticas en el piso oceánico cerca del borde continental durante el Silúrico-Devónico, así como la existencia de un margen continental pasivo ya que no se registran índices de actividad intrusiva. En el Devónico, habría ocurrido la acreción del microcontinente "Chilenia" (Mpodozis & Ramos, 1990).

En el Carbonífero se generó una zona de subducción al oeste del *terrane*. Las secuencias turbidíticas se convirtieron en un prisma de acreción. Estas rocas fueron metamorfizadas en el complejo de subducción. Las rocas orientales experimentaron metamorfismo de baja presión/temperatura, mientras que las occidentales sufrieron un metamorfismo de mayor grado. Estos procesos se produjeron en el Carbonífero Superior y el último evento metamórfico se dató en 316 M.a. (Hervé, et al., 1976). Se formó un arco magmático debido a la actividad ígnea originada por la subducción. Esto resultó en la creación del Batolito de la Costa (Gajardo, 1981), que se extiende por 600 km hacia el sur; desde los 32° 30' de latitud sur. Está conformado por rocas de afinidad calcoalcalina, mayoritariamente de edad Carbonífero Superior-Pérmico. Con la formación de este arco se elevó todo el sistema, de modo que el Complejo Metamórfico es alzado y comienza su erosión (Hervé et al., 1988).

Mesozoico: Durante el Triásico se produjo una fuerte erosión, resultando en una superficie de desgaste del relieve. Se formaron cuencas extensionales que se extendieron desde el borde continental hasta Argentina, estas cuencas contenían sedimentos y depósitos de carbón (Charrier, 1979). Las unidades triásicas de la Formación Santa Juana se depositaron en la denominada Cuenca Curepto-Quilacoya y su límite norte lo constituyen los depósitos marinos de Hualañe-Curepto y por el sur los depósitos continentales de Llutquentué y los cerros de Ñielol-Huimpil, en las cercanías de Temuco (Hervé et al., 1976).

Desde el Jurásico Inferior hasta el Presente la tectónica del margen continental estuvo influenciada por el Ciclo Andino. Se caracteriza por la ausencia de un cinturón pareado de metamorfismo, la instalación de un margen continental activo, y eventos compresivos seguidos de ascenso de magmas graníticos (Hervé et al., 1987).

De acuerdo con Mpodozis & Ramos (1990), los Andes Meso-Cenozoicos se dividen en cinco segmentos, la región del Biobío se encuentra en el borde occidental del segmento C. Este segmento incluye la Cordillera de la Costa, el Valle Central, la Cordillera Principal y la Cuenca de Neuquén. La Cordillera de la Costa se compone principalmente por el Prisma de Acreción y el Batolito Costero del Sur (Hervé et al., 1987). El Valle Central está lleno de material sedimentario del Cenozoico Superior. La Cordillera Principal experimentó actividad magmática del Mesocenoico. La Cuenca de Neuquén se llenó con sedimentos marinos y continentales durante el Jurásico-Cretácico Inferior (Mpodozis & Ramos, 1990).

3.1 Geología estructural local

Según López (2002), el mayor control estructural de la zona está dado por fallas transcurrentes que actúan como “fallas maestras” durante el Cenozoico. A lo largo del Eoceno, en la fase tectónica Incaica, se produjo la “Falla Biobío NS” que cuenta con un desplazamiento transcurrente dextral, la cual generó fallas normales paralelas en una compresión NE-SW y fallas inversas ortogonales a estas. Además, como falla secundaria, se produjo la “Falla Biobío-Tanahuillín” (Figura 3). Posteriormente, durante el Mioceno en la fase tectónica Quechua, de compresión WNW-ESE, se habría generado la “Falla Patagual-Pileo” (falla inferida) en un sistema de cizalle convergente de transcurrencia dextral, lo cual provocó la reactivación de la “Falla Biobío NS” con un movimiento transcurrente sinistral (Figura 4) (L pez, 2002).

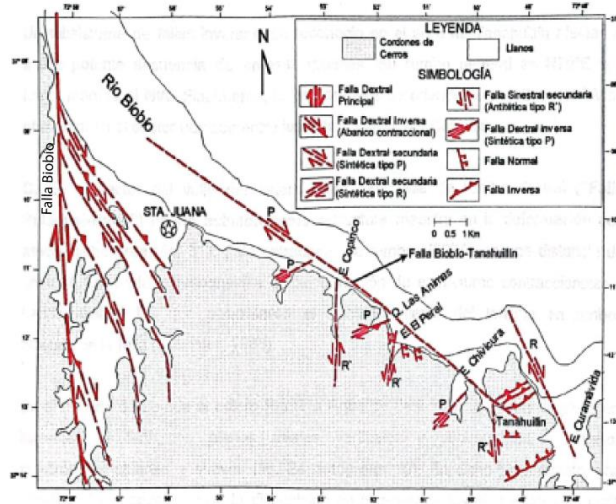


Figura 3: Mapa de estructuras, relación falla Biobío y Falla Biobío-Tanahuillín (Lépez, 2002)

Entre estas, el tema del presente estudio se enfoca en la caracterización de la “Falla Patagual-Pileo”, que corresponde a un sistema de transcurrencia convergente, es decir, la deformación asociada a esta se encuentra dominada por estructuras compresivas como fallas inversas y pliegues.

En el valle del estero Pileo la falla Patagual-Pileo actuó como estructura maestra en su deformación, contando con un rumbo N56°E esta falla es responsable de la formación de estructuras contraccionales y transcurrentes, las que posibilitaron el acomodamiento del terreno en ambos bloques de falla

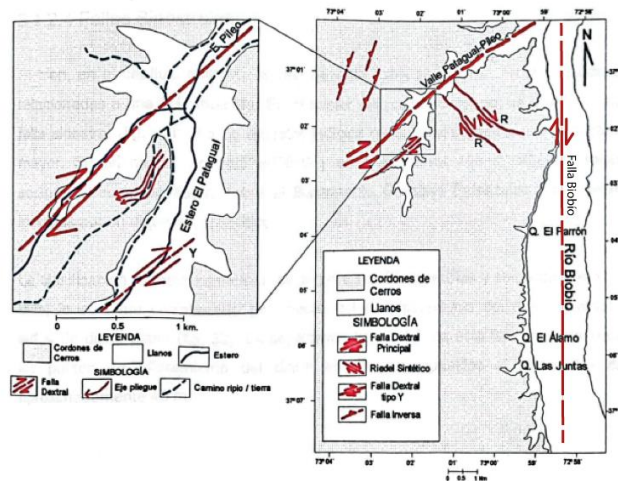


Figura 4: Falla Patagual-Pileo y su relación con Falla Biobío (Lépez, 2002).

4. METODOLOGÍA

La metodología de trabajo se divide en 3 ejes principales:

4.1 Recopilación de bibliografía y antecedentes

Se describe el área de estudio a partir de bibliografía, así como descripciones sobre el lineamiento Patagual-Pileo. Esto complementado con un análisis estructural realizado en gabinete a través de las herramientas de QGIS y MATLAB, que cuentan con complementos de análisis de geomorfología como *TopoToolBox*, entre otros, para determinar diferentes índices morfométricos que describen la impronta que el lineamiento representa en la geomorfología de las cuencas estudiadas. Estas herramientas trabajan a partir de un Modelo digital de elevación (DEM), el cuál es proporcionado por MINVU que cuenca con una resolución de 5m

4.1.1 Perfiles *swath*:

Un perfil *swath* corresponde a un tipo de perfil topográfico que se realiza a lo largo de una franja en un paisaje. En este tipo de perfil, se evalúan datos espaciales en transectos que son perpendiculares al eje largo de la franja. Estos transectos se toman a pasos sucesivos, típicamente equivalentes al tamaño de píxel de los datos.

Los datos de cada transecta se analizan estadísticamente para definir sus atributos, que comúnmente incluyen valores máximos, promedio y mínimos de alguna característica particular. En el contexto de un perfil *swath* de elevación en la mayoría de los paisajes, el valor promedio de elevación generalmente estará más cerca del valor mínimo que del valor máximo. Si el valor promedio de elevación se acerca al valor máximo, esto puede indicar una desviación hacia arriba del promedio y probablemente sugiere un estado transitorio de ajuste a una tasa acelerada de levantamiento de la roca, en el cual las tasas de disminución de la pendiente no están manteniendo el ritmo con la tasa de levantamiento de la roca. De manera similar, cambios en el ángulo promedio de la pendiente o el relieve topográfico pueden ser señales de que el paisaje se ha ajustado o se está ajustando a cambios en los patrones o tasas de levantamiento de la roca (Melnick et al., 2006; Pérez-Peña et al., 2017).

4.1.2 Mapa de pendientes:

Un mapa de pendientes o *slope map* es un mapa que muestra la inclinación o pendiente del terreno en un área determinada. Este tipo de mapa es útil para una variedad de aplicaciones, incluyendo la planificación de la construcción, la gestión de recursos naturales y la evaluación de riesgos de deslizamientos de tierra (Wang et al., 2003).

Para crear mapa de pendientes se utiliza un DEM que representa la elevación del terreno en una cuadrícula. A partir del DEM, se calcula la pendiente de cada celda de la cuadrícula utilizando una fórmula matemática que compara la elevación de la celda con la elevación de las celdas adyacentes. El resultado es un mapa que muestra la pendiente de cada celda en porcentaje o en grados (Figura 5). Los mapas de pendientes se emplean en combinación con otros datos, como imágenes satelitales o datos de campo, para analizar y comprender mejor las características del terreno. Por ejemplo, se pueden aplicar para identificar áreas con pendientes pronunciadas que pueden ser propensas a deslizamientos de tierra o para planificar la construcción de carreteras y edificios en terrenos inclinados (Wang et al., 2003).

La fórmula para calcular la pendiente en cada celda se basa en la diferencia de elevación entre la celda y sus celdas vecinas. La fórmula matemática para calcular la pendiente en grados es la siguiente:

$$Pendiente (grados) = \frac{\arctan (Altura de la celda - Altura de la celda vecina)}{Distancia horizontal entre las celdas}$$

Donde la altura de la celda es la elevación de la celda en metros y la distancia horizontal entre las celdas es la distancia horizontal entre la celda y sus celdas vecinas en metros (Fig. 3) (Wang et al., 2003).

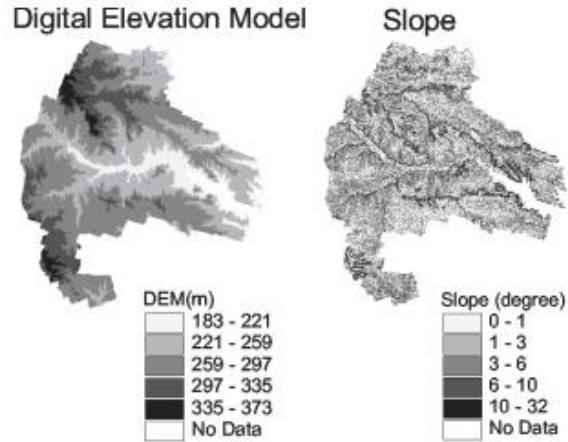


Figura 5: Ejemplo de mapa DEM versus un Mapa de Pendientes, respectivamente de izquierda a derecha (Wang et al., 2003), mapa DEM señala la variación de altura representada a través de una escala de color, el mapa de pendientes, igualmente a través de escalas de color, indica el grado de pendiente.

4.1.3 Obtención de *knickpoints*

Un *knickpoint* es un punto de inflexión en un perfil de drenaje que indica un cambio abrupto en la pendiente del terreno. La interpretación de los *knickpoints* es importante para el análisis morfotectónico de una región, ya que pueden estar relacionados con estructuras geológicas regionales, anomalías de drenaje lineal y terremotos recientes. La identificación y análisis de los *knickpoints* puede proporcionar información valiosa sobre la evolución del paisaje y la tectónica de una región. Por ejemplo, los *knickpoints* pueden indicar la presencia de fallas activas o la actividad tectónica reciente en una región. Además, la identificación de los *knickpoints* puede ayudar a comprender la relación entre la topografía y la geología de una región, lo que puede ser útil para la exploración de recursos naturales y la planificación del uso del suelo (Queiroz et al., 2015).

4.2 Terreno

La segunda parte corresponde a recolección de datos en terreno, trabajo centrado en encontrar evidencias de desplazamiento de la falla, para determinar este y compararlo con la literatura, así como recopilar datos de estructuras en la zona de daño de la falla, para determinar su relación y efecto con la geomorfología. Se realizan dos días de trabajo en terreno, no consecutivos, recorriendo la ruta de la madera y accesos posibles a los afloramientos disponibles en la zona. el

objetivo es obtener información sólida respecto a la geometría y cinemática de las estructuras de segundo o tercer orden respecto al lineamiento, para generar un modelo cinemático de la deformación.

4.3 Gabinete post terreno

La tercera y última etapa trata de trabajo de gabinete donde, ya teniendo toda la información recopilada en los puntos anteriores organizada y procesada, se discuten los resultados.

Se obtienen los siguientes índices morfométricos:

4.3.1 Índice de empinamiento (K_{sn}):

El índice K_{sn} , o índice de pendiente normalizado, es una medida utilizada en el análisis tectónico para evaluar la inclinación de un canal fluvial en relación con su área de drenaje.

Se calcula utilizando la fórmula $k_{sn} = k_s * A_{cent} * (\theta_{ref} - \theta)$, donde k_s es el índice de pendiente, A_{cent} es el área de drenaje central, θ_{ref} es la concavidad de referencia y θ es la concavidad del canal en cuestión. El índice K_{sn} permite comparar la inclinación de diferentes canales o segmentos de canal, teniendo en cuenta el área de drenaje y la concavidad de referencia. Es una métrica útil para analizar la tectónica y la evolución de los paisajes fluviales. (Wobus et al., 2006).

4.3.1.1 Concavidad de cuencas

La concavidad de cuencas es una medida de la curvatura de una cuenca hidrográfica, que se utiliza para describir la forma en que el relieve de la cuenca se ajusta a la distribución de la red de drenaje. Se calcula a partir de la relación entre la longitud de la cuenca y la distancia en línea recta desde la salida de la cuenca hasta el punto más alejado de la cuenca. En geomorfología, la concavidad de cuencas se utiliza para entender cómo los procesos de erosión y sedimentación dan forma a las cuencas hidrográficas y cómo la textura de la superficie del lecho del río afecta a la forma de la cuenca. La concavidad de cuencas también puede ser utilizada para predecir la respuesta de una cuenca hidrográfica a cambios en el clima o en el uso del suelo (Gasparini, 2004).

$$S = S_0 Q^{-\theta}$$

Donde S es la pendiente del río; Q es el caudal fluvial; S_0 es el valor de la pendiente dada de un caudal unitario; y el exponente θ está relacionado con el grado de concavidad del perfil longitudinal y se le conoce como el 'índice de concavidad'.

4.3.2 Coordenada Chi (χ)

El índice Chi o Coordenada Chi es una herramienta utilizada en la tectónica de placas y la geomorfología para analizar la estabilidad de una divisoria de aguas y la reorganización del drenaje en una cuenca hidrográfica. Se calcula mediante la ecuación $\chi = \int_{x_b}^x (A_0 / A(x')) \theta_{ref} dx'$, donde A_0 es un área de escala de referencia, $A(x')$ es el área de drenaje en una ubicación dada, x' es la distancia a lo largo del canal principal desde la salida de la cuenca, x es la distancia horizontal desde la salida de la cuenca, θ_{ref} es la concavidad de referencia y x_b es el nivel base local o la elevación mínima proporcionada en el área de estudio. El índice Chi se utiliza para determinar si una divisoria de aguas es estable o si se está moviendo debido a la tectónica activa. Si el índice Chi es similar en ambos lados de la divisoria de aguas, se puede interpretar que la divisoria es estable. Por otro lado, si hay una diferencia significativa en el índice Chi a través de la divisoria de aguas, esto sugiere una reorganización del drenaje y una movilidad de la divisoria de aguas (García-Delgado et al., 2020)

4.3.3 Curva hipsométrica

La curva hipsométrica es una representación gráfica de la relación entre el área y la altura relativas de una cuenca hidrográfica. Se utiliza para analizar la forma y la distribución de la elevación en una cuenca hidrográfica y para comprender la relación entre la topografía y los procesos hidrológicos. Para calcular la curva hipsométrica, se necesita un modelo digital del terreno de la cuenca hidrográfica. A partir de este, se calcula la relación de áreas y alturas relativas de cada celda de la cuenca hidrográfica. El área relativa se calcula dividiendo el área de la celda por el área total de la cuenca hidrográfica, mientras que la altura relativa se calcula dividiendo la elevación de la celda por la elevación máxima de la cuenca hidrográfica. Los valores de la curva hipsométrica representan la distribución de la elevación en la cuenca hidrográfica. La curva hipsométrica muestra la proporción de la superficie total de la cuenca hidrográfica que se encuentra a una determinada altura relativa. Los valores de la curva hipsométrica también pueden utilizarse para

calcular la pendiente media de la cuenca hidrográfica y para analizar la relación entre la topografía y los procesos hidrológicos, como la escorrentía y la erosión. En el gráfico de curvas hipsométricas, las curvas convexas representan regiones jóvenes y ligeramente erosionadas, mientras que las curvas en forma de S representan regiones moderadamente erosionadas y las curvas cóncavas indican regiones antiguas y altamente erosionadas (Harsha et al., 2020) (Figura 6).

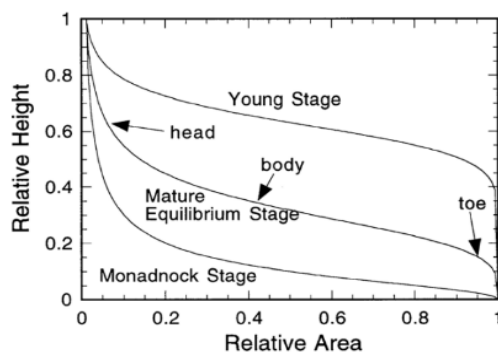


Figura 6: Clasificación de curvas hipsométricas en etapa joven, etapa madura de equilibrio y etapa Monadnock (más antigua) (Harsha et al., 2020).

Por otro lado, existe el índice llamado integral hipsométrica, según describe Strahler (1952), se define como el área bajo la curva anteriormente descrita. El autor propone una división en 3 grandes categorías: Cuencas juveniles, cuya HI es ≥ 0.60 ; cuencas maduras, con $0.35 < HI < 0.60$, y cuencas en estado de vejez, cuya HI ≤ 0.35 .

4.3.4 Asimetría de cuencas

La asimetría de cuencas se calcula mediante el índice morfométrico del Factor T, que se obtiene a partir de un Modelo Digital de Elevación (DEM). El Factor T es un índice que representa la asimetría topográfica de una cuenca hidrográfica, y se utiliza para analizar la influencia de la tectónica reciente en la evolución de la cuenca. Los valores del Factor T varían entre -1 y 1, donde los valores negativos indican una asimetría hacia la izquierda y los valores positivos indican una asimetría hacia la derecha. Los resultados de este análisis permiten identificar áreas de la cuenca que tienen diferentes direcciones de asimetría, lo que puede revelar áreas de desarrollo del paisaje distintas (Garrote et al., 2008).

Existen varios factores que pueden alterar la asimetría de una cuenca hidrográfica. Algunos de estos factores incluyen el desplazamiento monoclinal de corrientes río abajo en estratos resistentes, la erosión diferencial de una pendiente preferida en un clima árido o frío, o el desarrollo de tributarios más largos que fluyen por la pendiente inicial en una llanura de disecación. Además, la tectónica reciente también puede influir en la asimetría de la cuenca hidrográfica. En este sentido, el Factor T ha sido efectivo para delinear el basculamiento de sistemas de bloques corticales activos en áreas de gran actividad sísmica, así como en áreas de baja actividad, definiendo estructuras neotectónicas que previamente habían escapado a otras técnicas de análisis (Garrote et al., 2008). En el caso del análisis a través de MATLAB, los valores se distribuyen entre 0 y 1, donde:

Cuencas con valores $< 0.5 \rightarrow A_{izq} > A_{der}$

Cuencas con valores $> 0.5 \rightarrow A_{izq} < A_{der}$

5. RESULTADOS

Utilizando un mapa DEM perteneciente al MINVU (Figura 7), se procede a enmascarar el río Biobío, ya que este presenta problemas al momento de obtener los resultados morfométricos con Matlab. Este se enmascara a partir de un polígono del río Biobío.

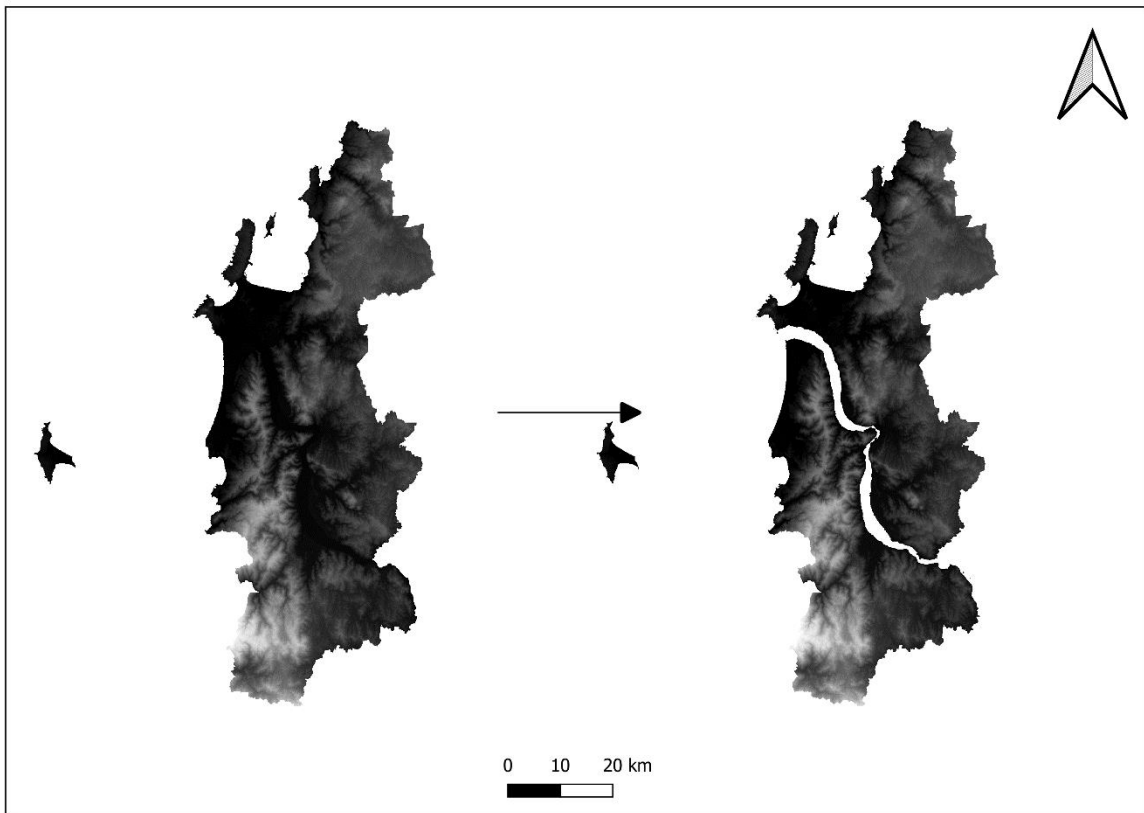


Figura 7: DEM de resolución 5x5 y posterior extracción de río Biobío.

Con la herramienta GIS llamada *Landspy* se extraen ocho cuencas, estas se generan a partir de la determinación de drenajes y la selección de los más relevantes según su cercanía al lineamiento.

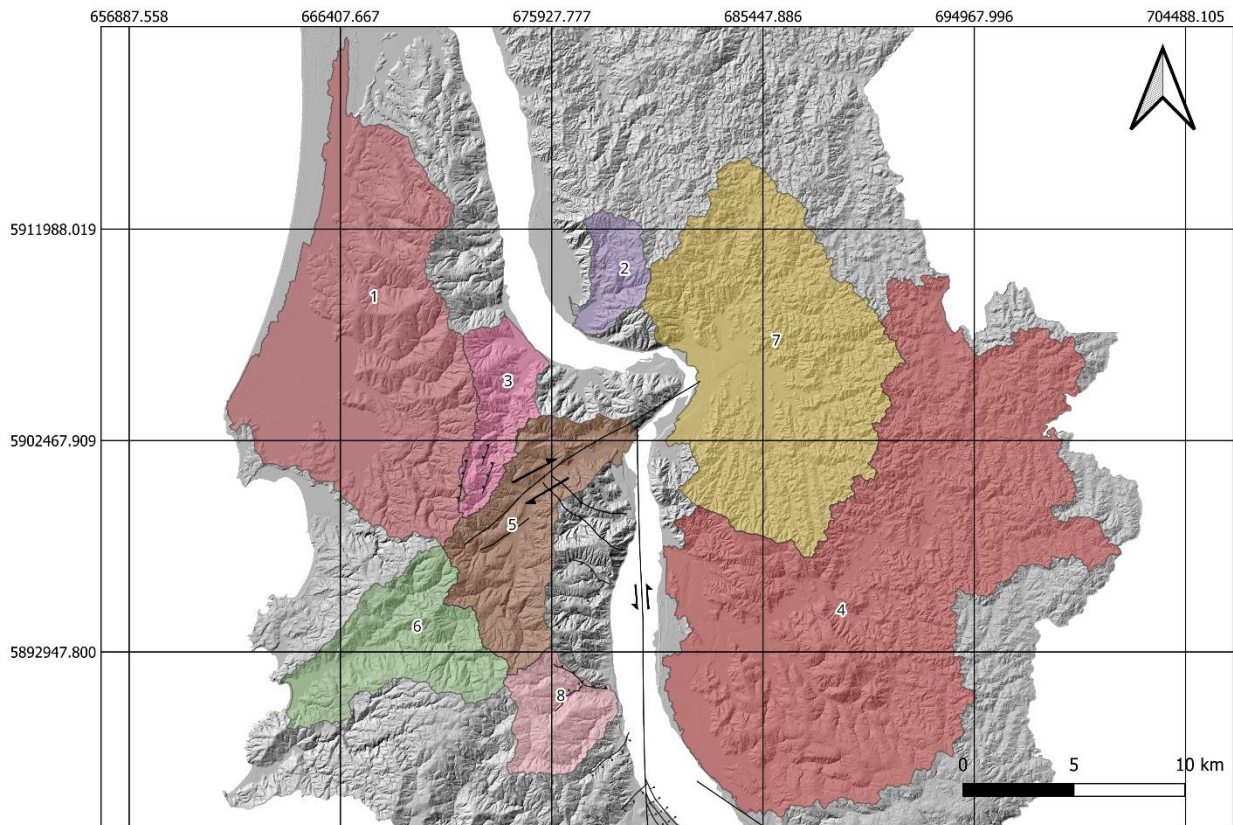


Figura 8: Cuencas generadas con herramienta GIS (*Landspy*).

A estas cuencas se les asignan números del 1 al 8 para distinguirlas según se observa en la Figura 8. Con estas cuencas resultantes, se procede a obtener índices morfométricos previos al primer terreno con una herramienta del software MATLAB, llamada *TopoToolBox*: Perfiles *swath*, KPS (*Knickpoint search*) y mapas de pendientes, que nos entregan una selección de puntos de terreno previa para verificar que corresponden a cambios estructurales y no litológicos.

Como se observa en la Figura 8, las cuencas directamente relacionadas con el lineamiento corresponden a la 5 y 6, donde se trazaron los siguientes perfiles *swath*.

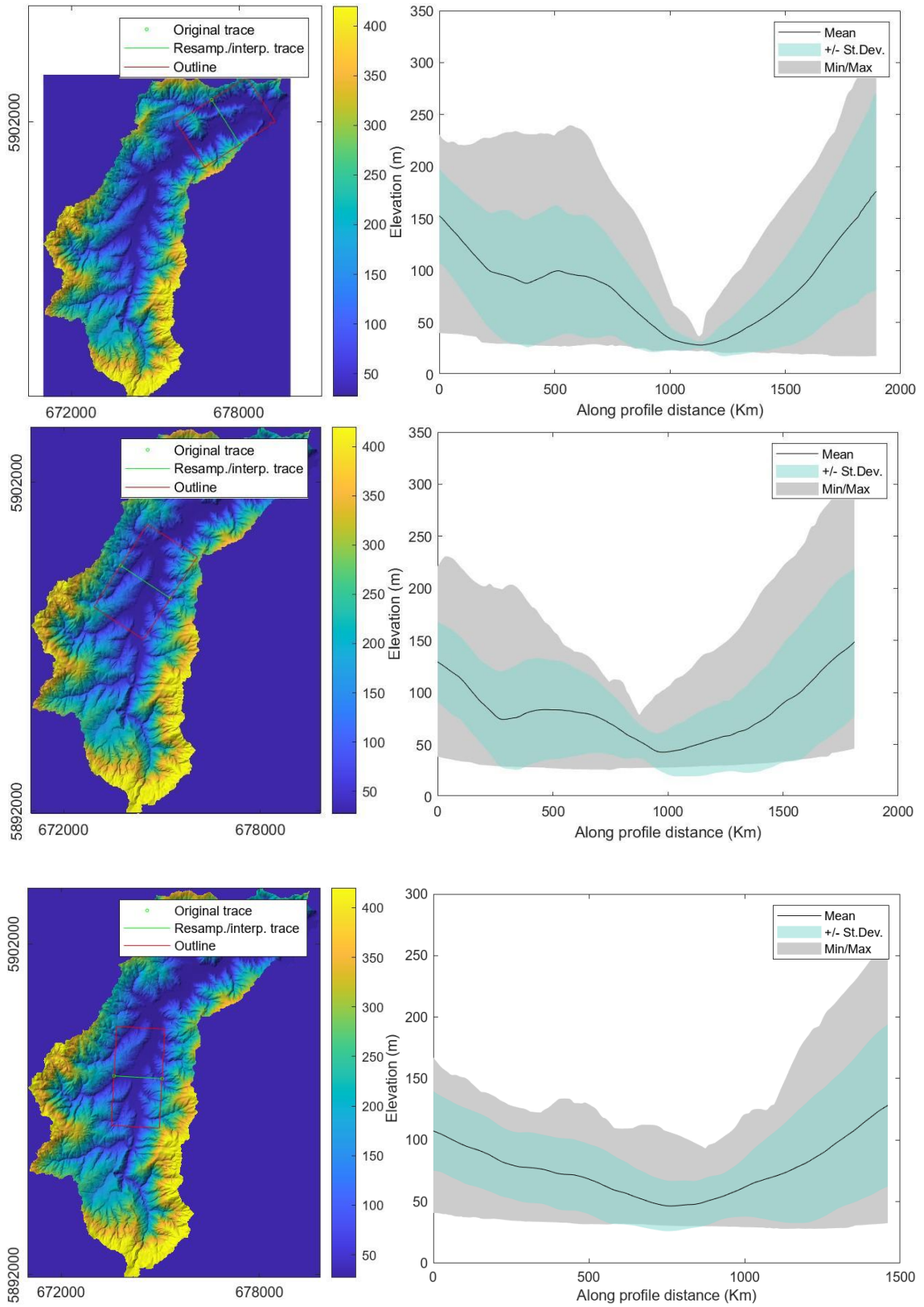


Figura 9: Perfiles swath generados a lo largo de la cuenca 5.

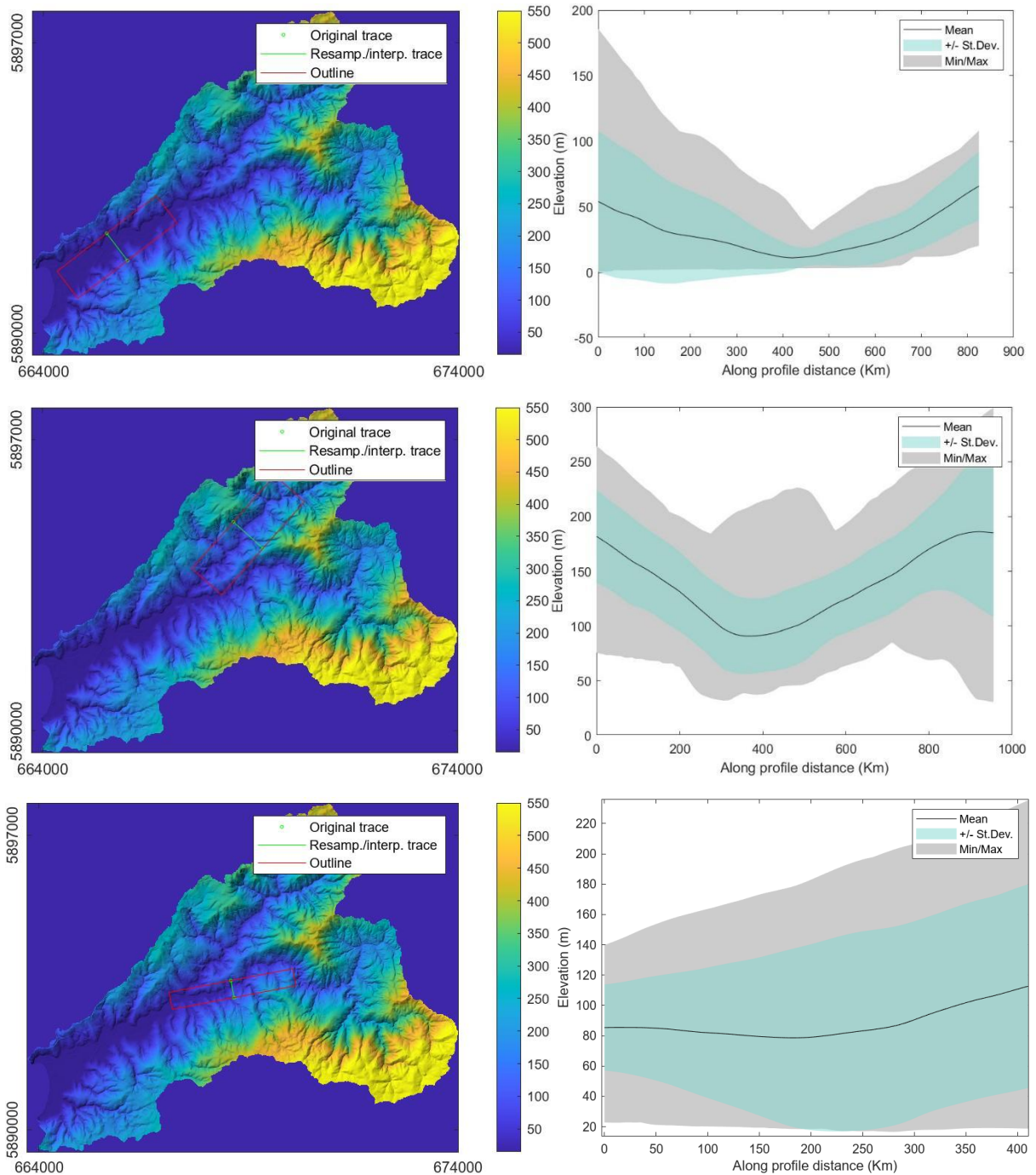


Figura 10: Perfiles swath trazados a lo largo de la cuenca 6.

Se evidencia en las figuras 9 y 10 que los perfiles trazados a lo largo del lineamiento (los primeros 2 perfiles) exhiben una diferencia de altura más notable, situándose entre 50 y 80 metros aproximadamente, en comparación con aquellos que no atraviesan dicho lineamiento, donde la diferencia es menor, rondando los 30 metros.

Mapa de pendientes y mapa de azimut de pendientes.

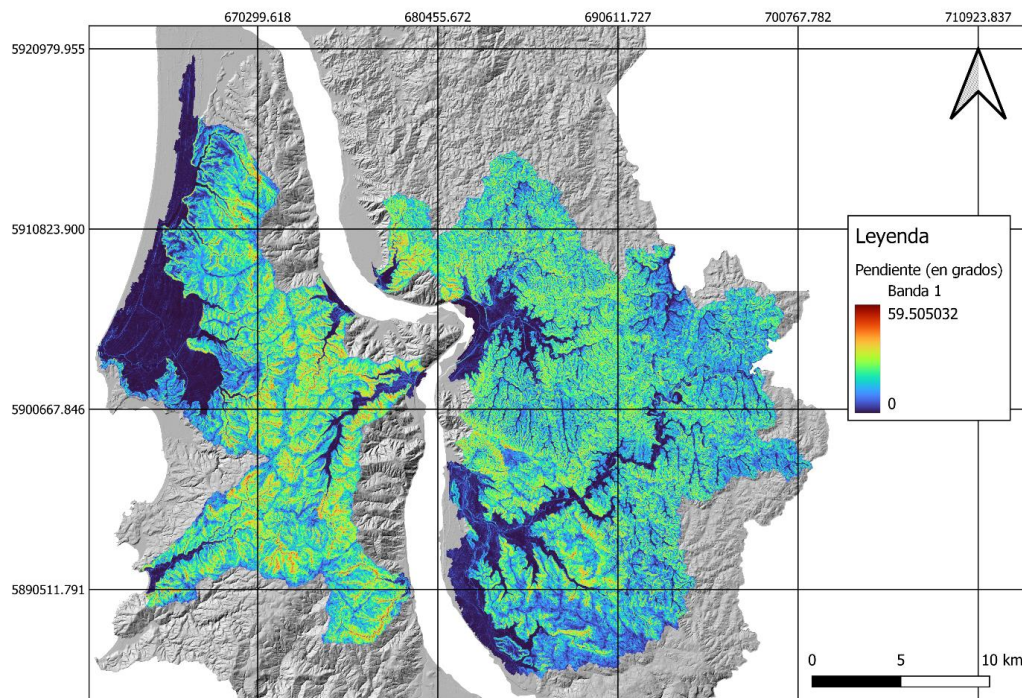


Figura 11: En el mapa de pendientes de la zona de estudio, se aprecia una variación de colores fríos a cálidos, indicando un aumento gradual en la inclinación, expresada en grados.

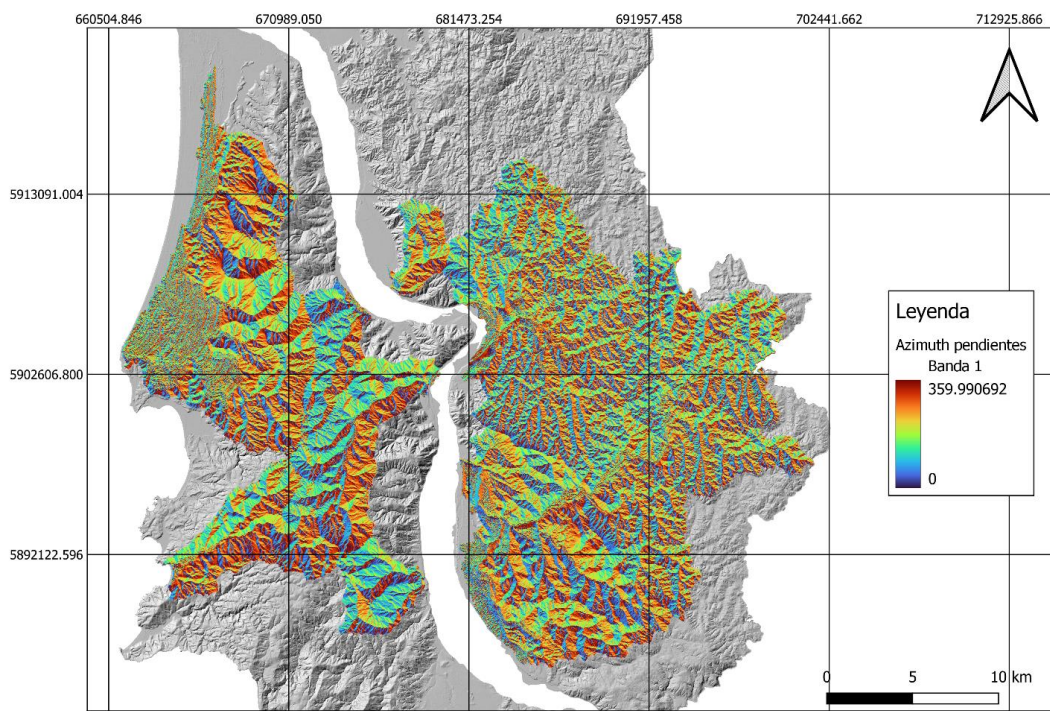


Figura 12: Mapa de azimut de pendientes (ASPECT)

Finalmente, se extraen los *knickpoints* de toda el área de estudio.

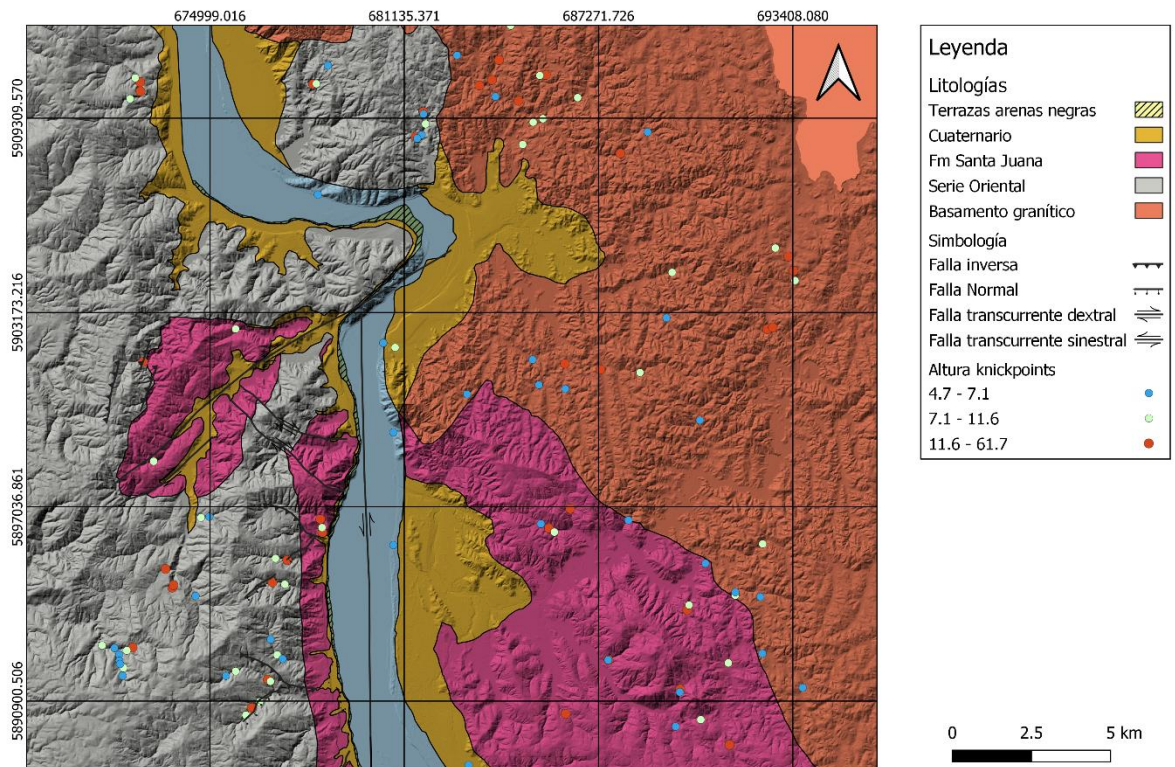


Figura 13: Mapa de knickpoints separados en tres grupos según sus alturas en metros. (Modificado de Lépez 2002).

A partir de esta generación de puntos, y en consideración de la accesibilidad de las zonas, se determinan puntos de observación en terreno.

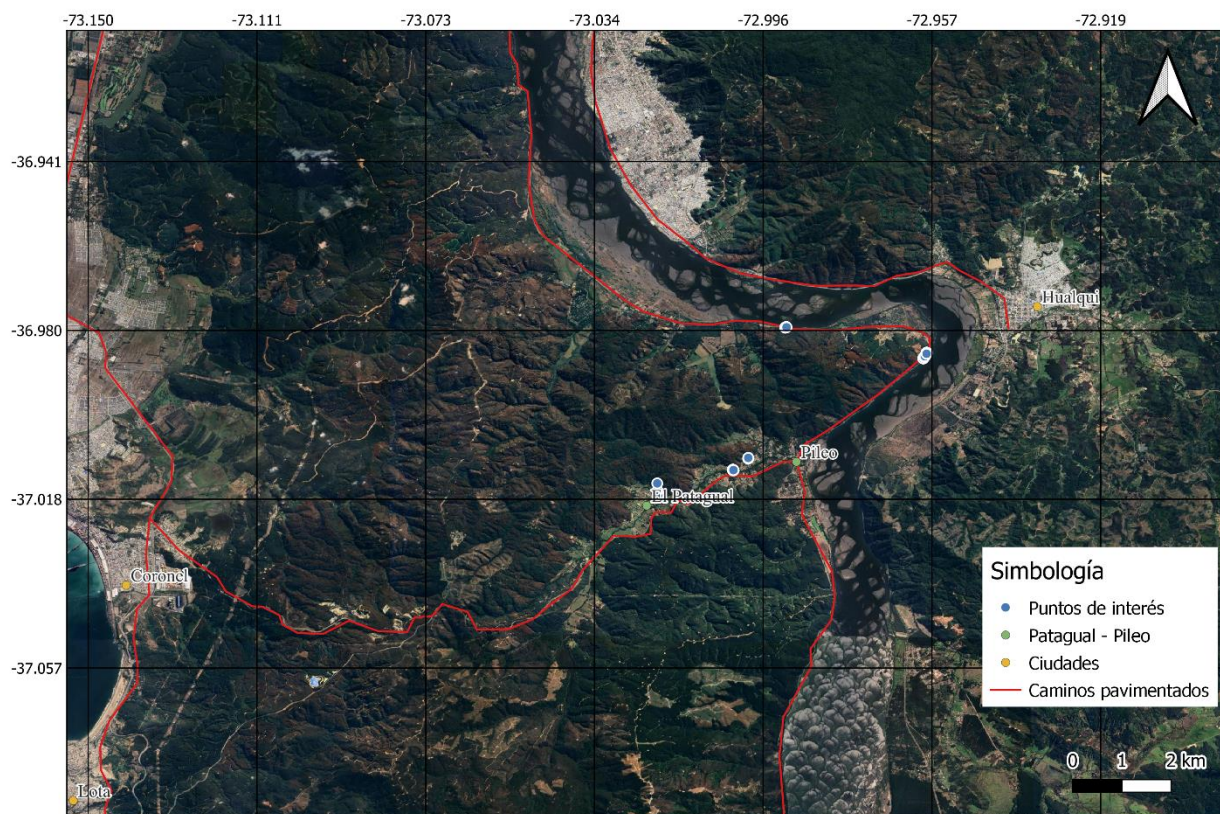


Figura 14: Puntos de interés de trabajo en terreno.

En terreno se obtienen medidas estructurales de fracturas e índices cinemáticos encontrados en la zona, tal como se señala en la Figura 15 y se detallan en las Tablas 1 y 2, donde se encuentran datos de planos, como fallas de menor escala (Figura 15), fracturas, foliaciones y estratificaciones de la Fm. Santa Juana, así como datos de un par de estrías encontradas (Figura 16)

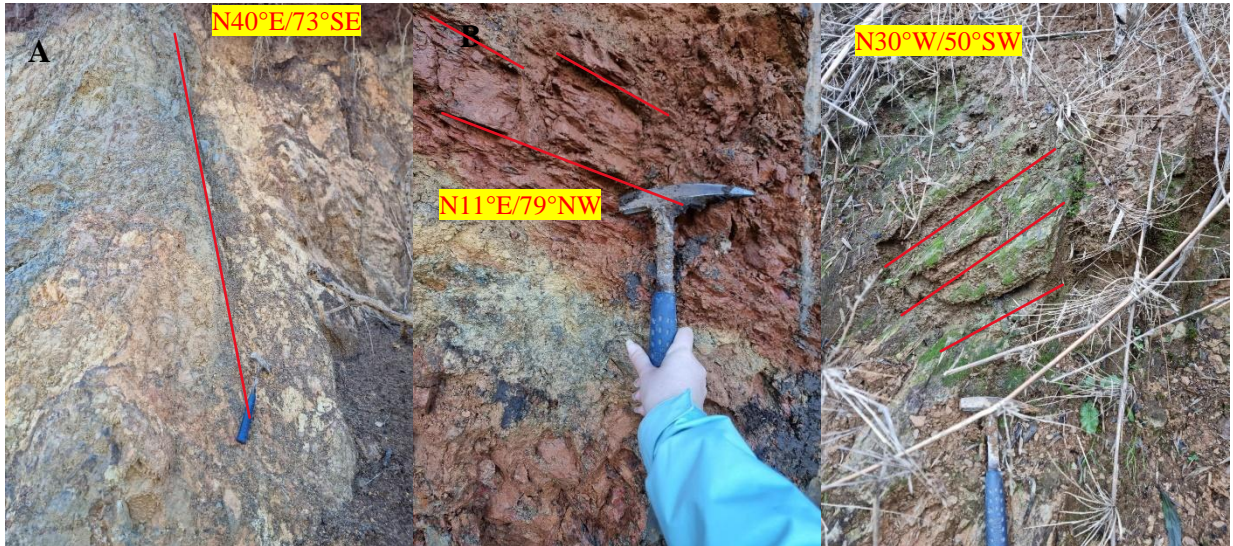


Figura 15: Resultados obtenidos en terreno A) Falla de escala menor, B) Foliación, C) Estratificación Fm. Santa Juana

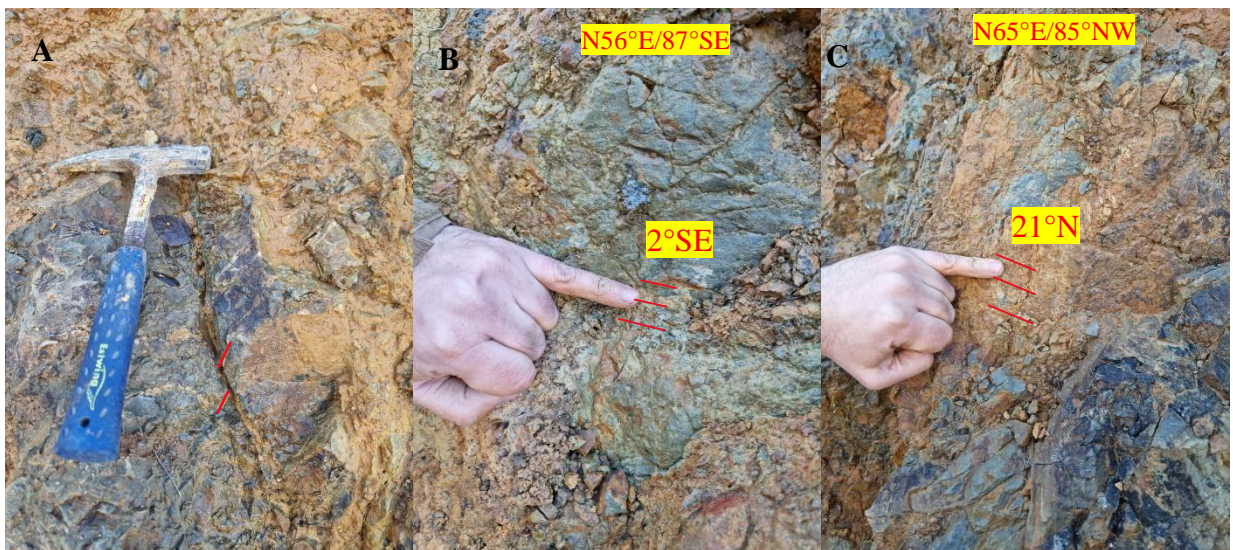


Figura 16: Resultados obtenidos en terreno A) Evidencia de desplazamiento (1cm aprox.) de falla menor, B) y C) Estrías de falla de rumbo

Los datos obtenidos en terreno se expresan en estereogramas y diagramas de rosetas (ver Tablas de datos en Anexo 1).

Fallas:

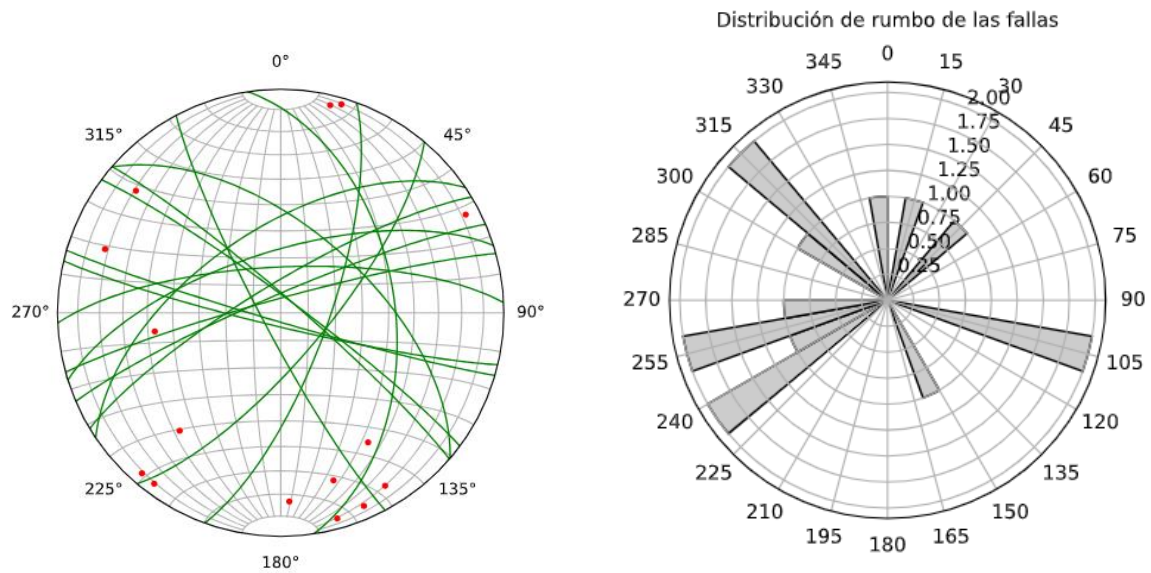


Figura 17: Estereograma y diagramas de rosetas de fallas medidas en terreno.

Diaclasas:

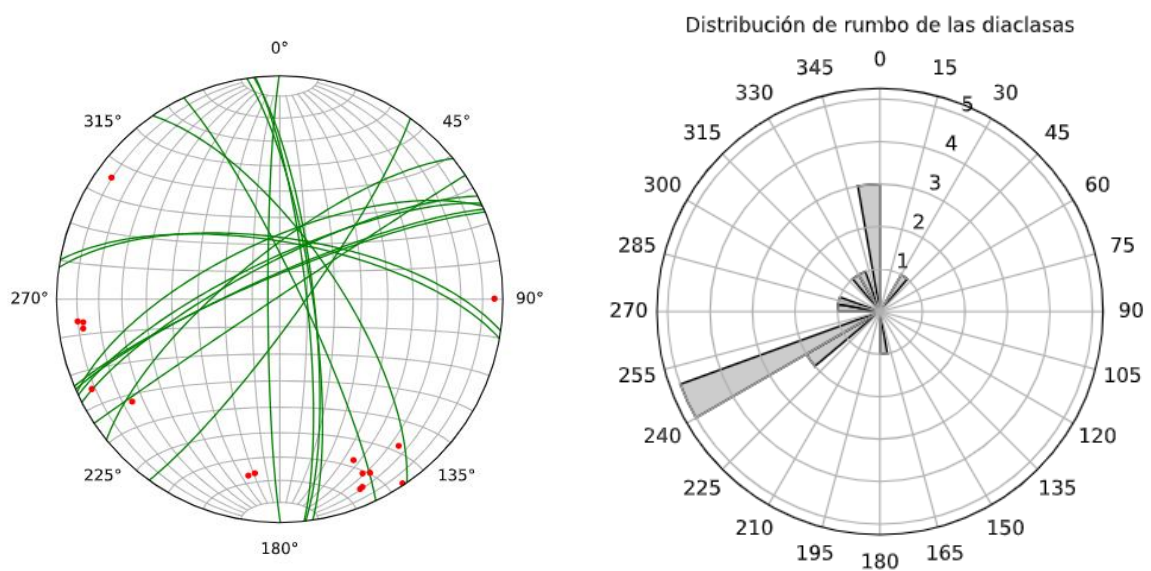


Figura 18: Estereograma y diagramas de rosetas de diaclasas medidas en terreno.

Estratificaciones:

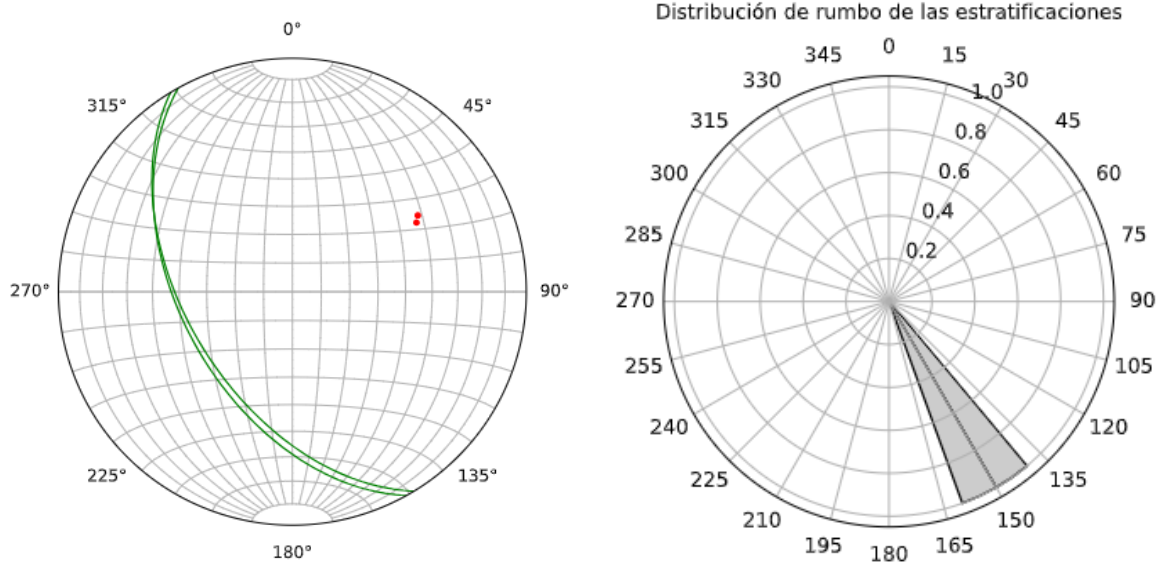


Figura 19: estereograma y diagramas de rosetas de estratificaciones de la Fm. Santa Juana medidas en terreno.

Foliaciones:

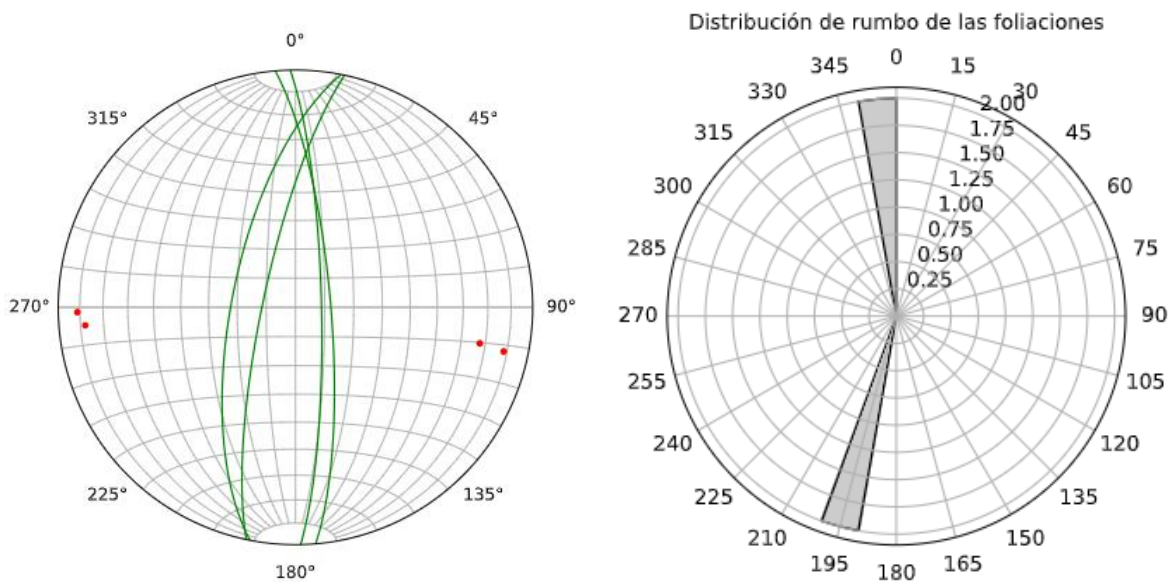


Figura 20: estereograma y diagramas de rosetas de foliaciones medidas en terreno.

En terreno es posible demostrar la existencia de fallas a través de estrías presentes en ellas, fallas menores que posiblemente son resultado de la presencia de una falla de mayor tamaño, en este caso, se encuentran dentro de la zona de daño del lineamiento, además de presentar un carácter

subparalelo a este por lo cual podrían evidenciar el carácter de falla del lineamiento. Estas estrías de falla presentan mayor componente de rumbo, lo cual es coherente con la estructura inferida por López como falla dextral Patagual-Pileo.

5.3 Gabinete post-terreno:

Se realiza el análisis de los índices morfométricos faltantes a través de la herramienta *Topotoolbox*, en el *software* MATLAB ( ndices Ksn y Chi, Curva hipsométrica y asimetría de cuencas).

 ndice de empinamiento (Ksn):

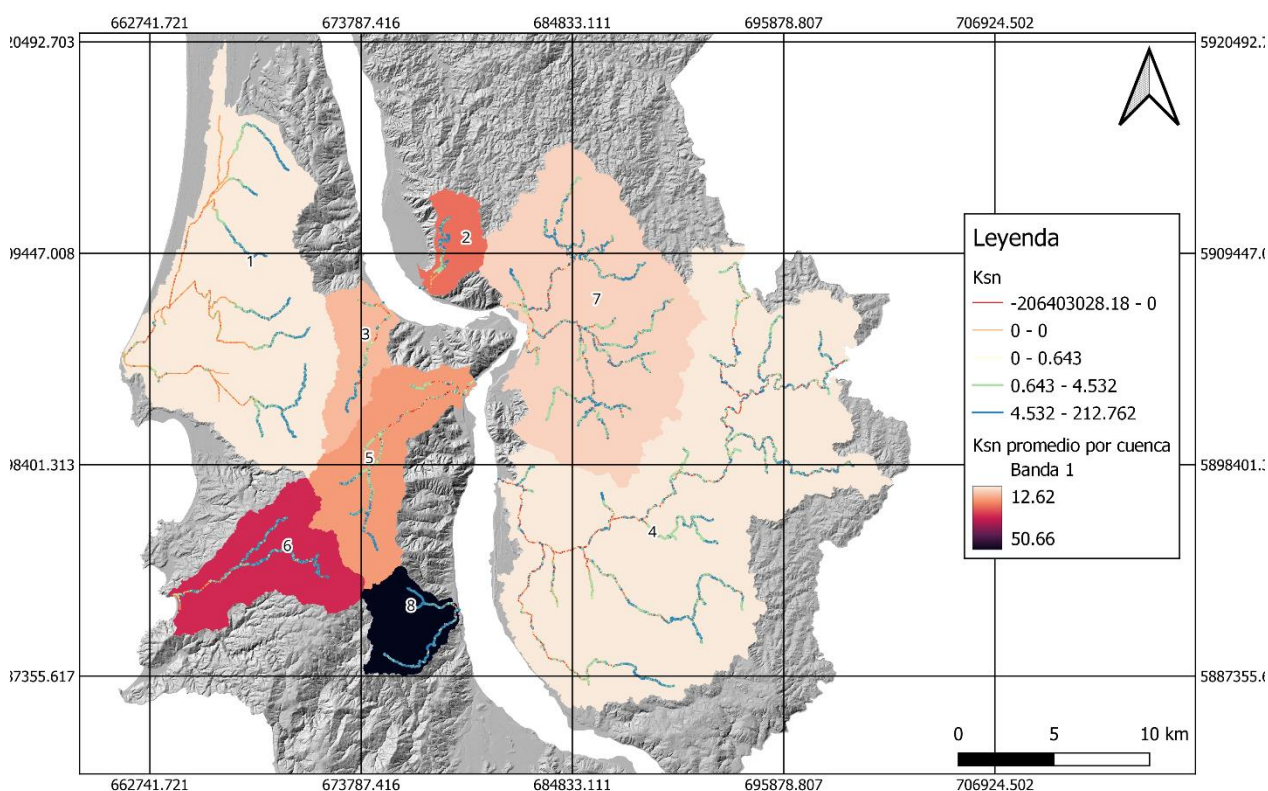


Figura 21: Mapa de índice de empinamiento, se presenta el valor de Ksn a lo largo de las redes de drenaje, así como el valor promedio por cuenca donde los valores del índice son mayores a medida que oscurece el color de la cuenca.

En la figura 21 es posible observar que las cuencas más lejanas al lineamiento (1 y 4) presentan los valores más bajos del índice, así como la cuenca 8 es la cuenca con el valor más alto.

Los siguientes valores más altos corresponden a las cuencas a través de las cuales pasa el lineamiento, las cuencas 5 y 6.

Coordenada Chi:

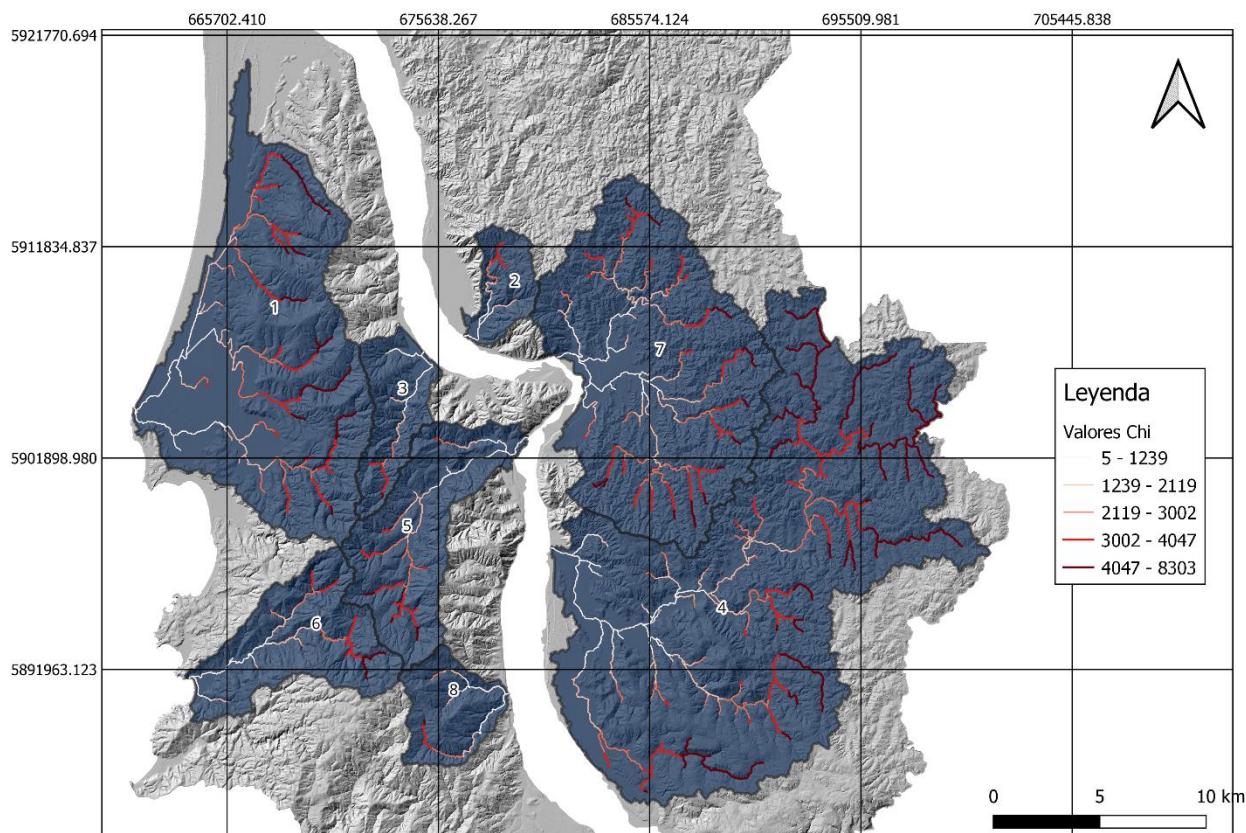


Figura 22: Mapa de valores Chi a lo largo de los drenajes, los colores más claros indican un valor más bajo de la coordenada Chi.

Curvas hipsométricas e integral hipsométrica:

En la figura 23 se muestran los gráficos calculados para las 8 subcuencas. Respecto a la forma de las curvas, el gráfico correspondiente a la cuenca número 8 se aproxima a una curva de apariencia convexa, es decir, de estado juvenil. Sin embargo, las cuencas 2, 3, 4, 6 y 7 presentan una curvatura indicativa de un estado de madurez y, finalmente, las cuencas 1 y 5 presentan una forma cóncava que señala un estado de vejez.

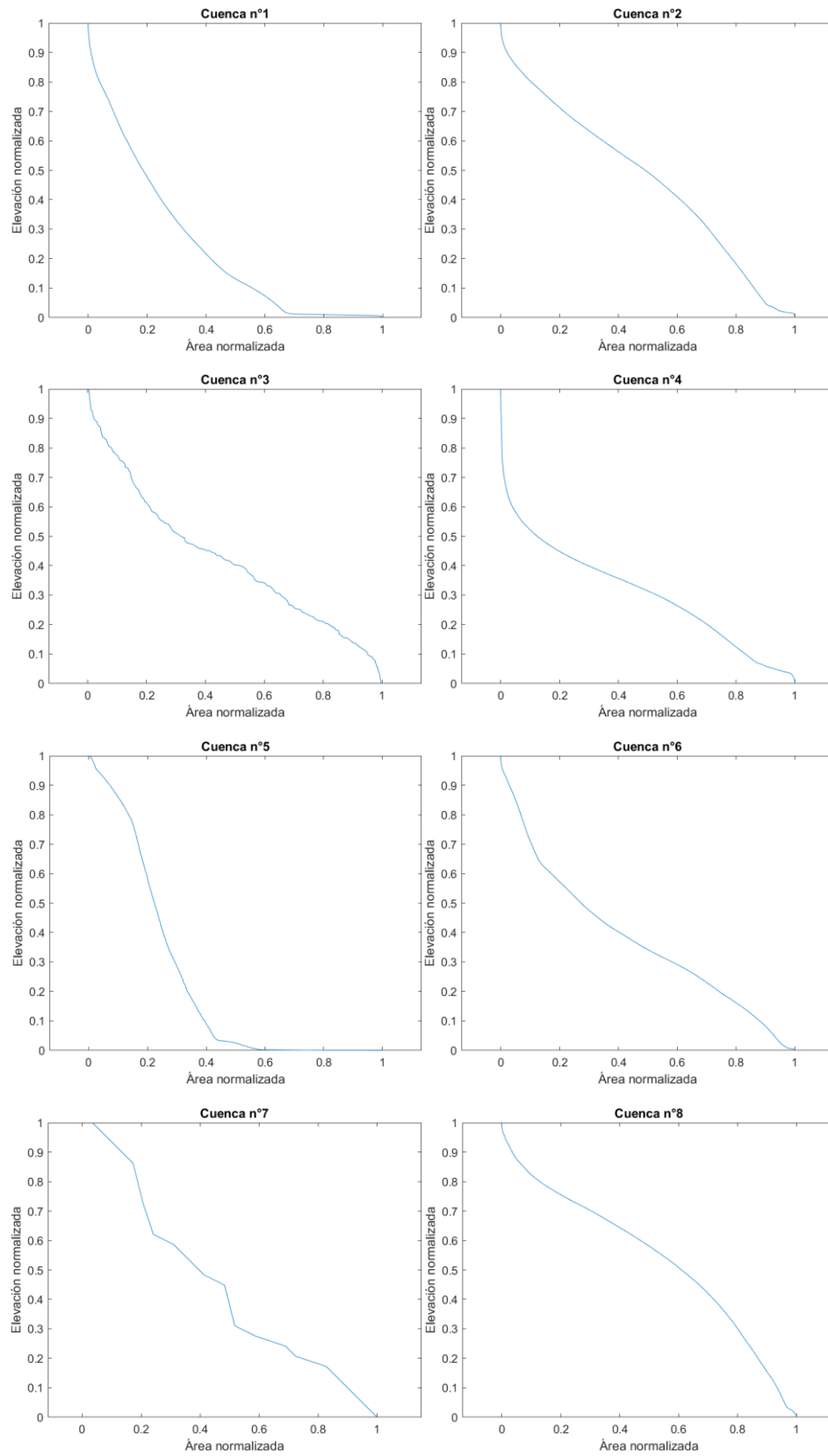


Figura 23: Gráficos de curvas hipsométricas de cada cuenca.

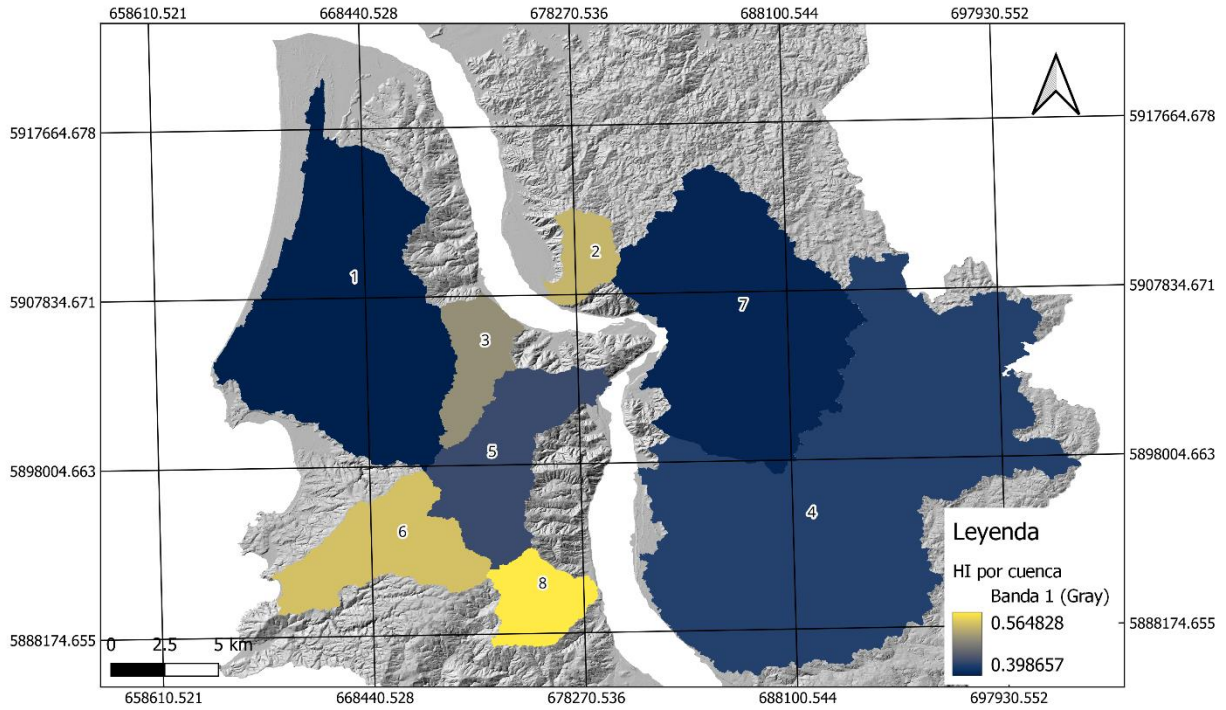


Figura 24: Mapa de integral hipsométrica por cuenca, los valores más altos son de color más claro.

En base a los valores de la Integral hipsométrica (HI), los valores de todas las cuencas son mayores a 0.35 y menores a 0.6, lo cual indica que todas son clasificables como maduras.

La cuenca número 8 presenta el valor más alto, el cuál es muy cercano a 0.6, por lo que coincide con su representación de la curva, presentando un estado más cercano al juvenil.

Por otro lado, a diferencia de los resultados de las curvas, la HI nos indica que las curvas más cercanas al estado de vejez son las cuencas 1 y 7.

Asimetría de cuencas:

Como se aprecia en las figuras 24 y 25, la mayoría de las cuencas presenta un área mayor hacia su mitad izquierda, a excepción de la cuenca 7 que presenta un valor de asimetría mayor a 0.5, es decir, su área derecha es mayor. Por otro lado, la cuenca 6 aparentemente es simétrica, con un valor de asimetría cercano a 0.5.

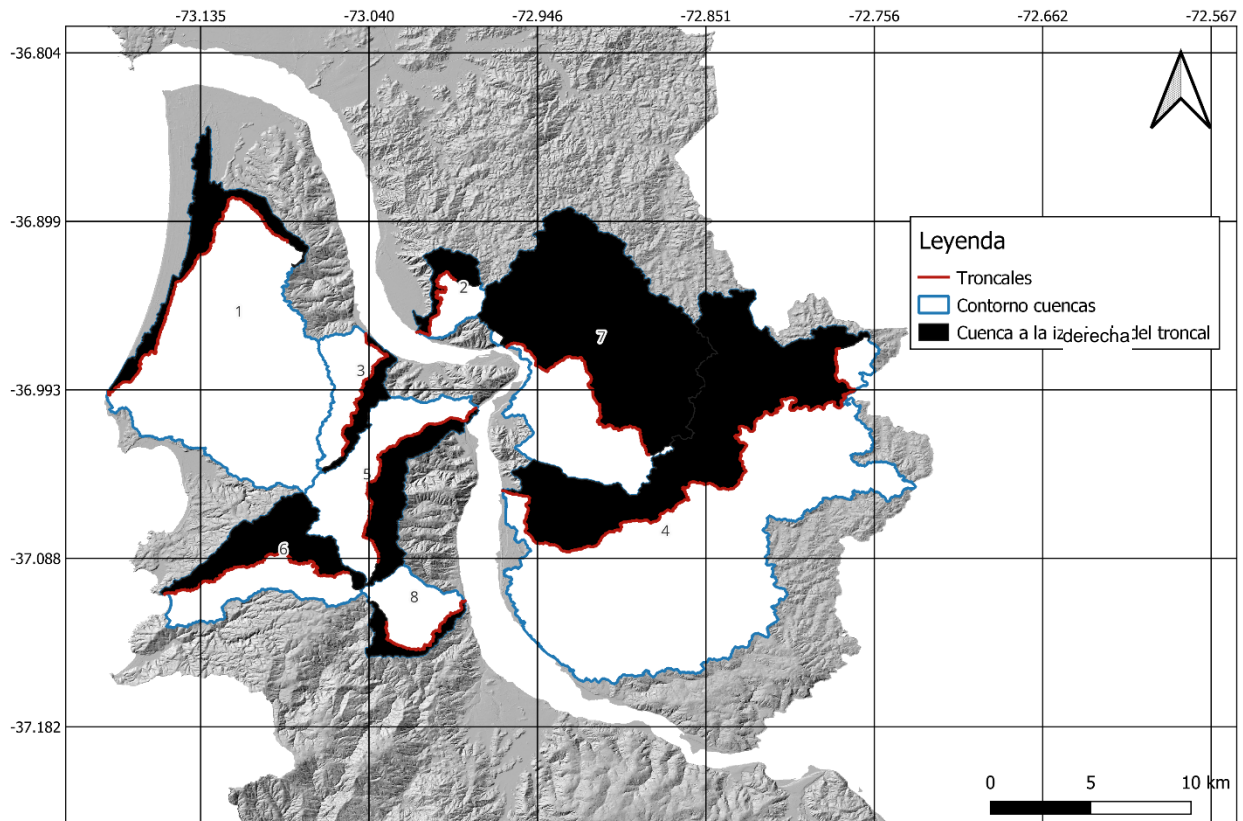


Figura 25: Mapa de asimetría de cuencas, las líneas rojas corresponden a los drenajes troncales. Los polígonos de color negro corresponden a las mitades derecha de las cuencas.

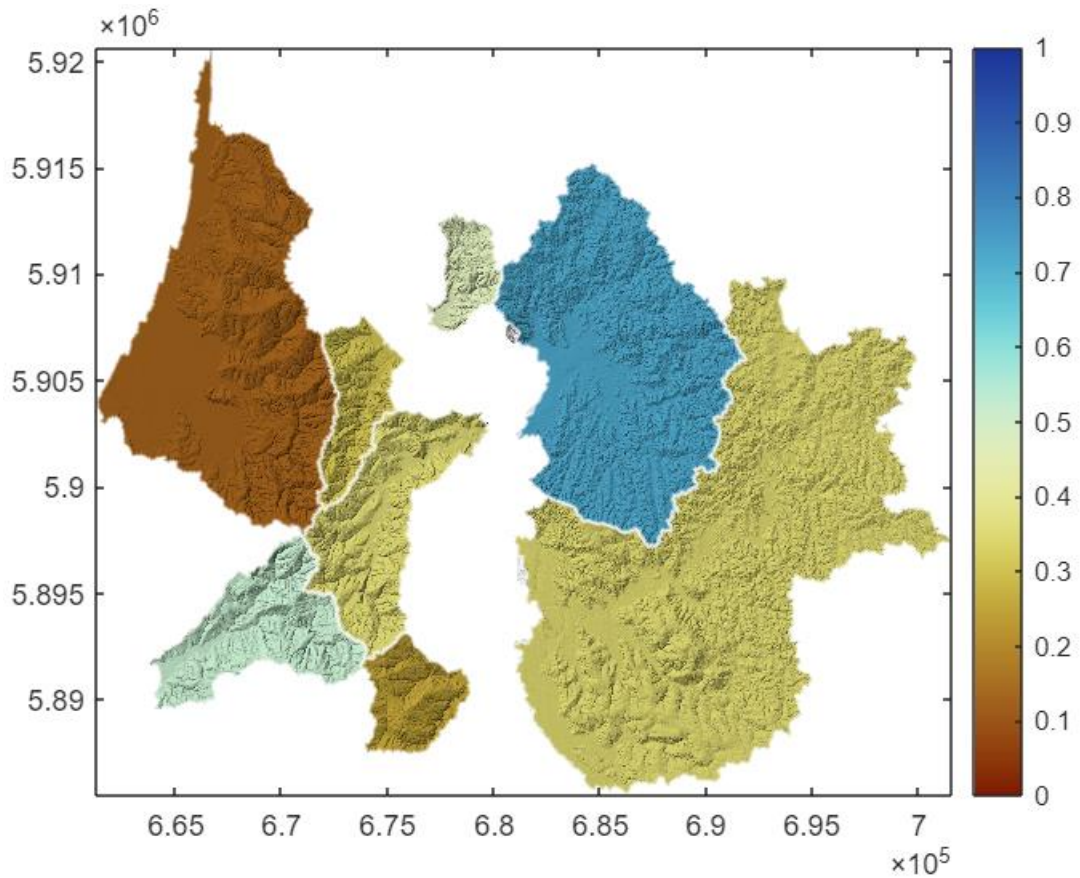


Figura 26: Mapa de valor de asimetría por cuenca, las cuencas de valores mayores a 0.5 son de color azul, con una asimetría donde el área de la cuenca derecha es mayor que la izquierda, mientras que las con valores menor a 0.5 indican un área izquierda mayor.

En los gráficos de asimetría de cuencas (figura 24) se observa que las cuencas 1 y 8 presentan un área izquierda de la cuenca mayor que la derecha, esto apreciable a su vez con los valores de la figura 25, que nos muestra que estas cuencas tienen valores menores a 0.5. Por otro lado, las cuencas 6 y 7 presentan una asimetría cargada hacia el lado derecho de la cuenca y, a su vez, valores mayores a 0.5. El resto de las cuencas son de valores cercanos a 0.5, es decir, más simétricas.

6. DISCUSIÓN

La falla Patagual-Pileo, nombrada así por López en su memoria de título del año 2002, fue una falla inferida debido a la formación del codo Patagual, así como la formación de valles a lo largo de su extensión. A partir de este trabajo es posible encontrar evidencia del desplazamiento dextral de esta falla de dirección NE-SW, L pez (2002) le atribuye una dirección aproximada de N56 E.

La ciudad de Concepción fue afectada por una tectónica de bloques, donde algunos descendieron y otros se bascularon. De este modo la ciudad se emplaza en una fosa tectónica, limitada por las fallas Chepe, Lomas y Chacabuco (al NW); y las fallas Caracol y Lo pequ n al SE. Esta fosa de dirección NE-SW, está cortada en su zona central por la falla La Pólvora de misma dirección (Quezada, 1996). Durante el plioceno-pleistoceno, se desarrolla una tectónica de fallas de extensión, que posiblemente originaron estructuras de Horst y Graben, los cuales son documentados por las fallas activas que configuraron los rasgos morfológicos que se observan en la actualidad (Quezada, 1996). La zona de Concepción presenta lineamientos NE-SW, tales como las fallas Caracol-Lo Pequ n que limita la cordillera de la Costa con la planicie litoral, y por el otro lado el bloque Tumbes-Hualpén de la falla San Vicente que tiene cinemática normal, entre otros, estas fallas conforman la fosa tectónica donde se asienta la ciudad de concepción (Galli, 1967).

Además, Quezada (1996) añade que la tectónica de los bloques basculados que se encuentran limitados por estas fallas normales presentan cerros islas que se extienden de forma paralela a estas fallas de dirección NE-SW.

Estas estructuras, anteriormente descritas, son paralelas a la falla Patagual-Pileo, la cual, a diferencia de estas, que son fallas normales, corresponde a una falla transcurrente dextral.

La edad de la falla Patagual-Pileo puede ser acotada por diversos factores, primeramente, si consideramos la temporalidad de la litología que se presenta en la zona, y a partir de la evidencia encontrada en terreno de estrías presentes en la Fm. Santa Juana, además de una cantidad considerable de fracturas y diaclasas, podemos acotar la edad máxima del lineamiento a una menor al Triásico, que corresponde a la edad de la Fm. Santa Juana.

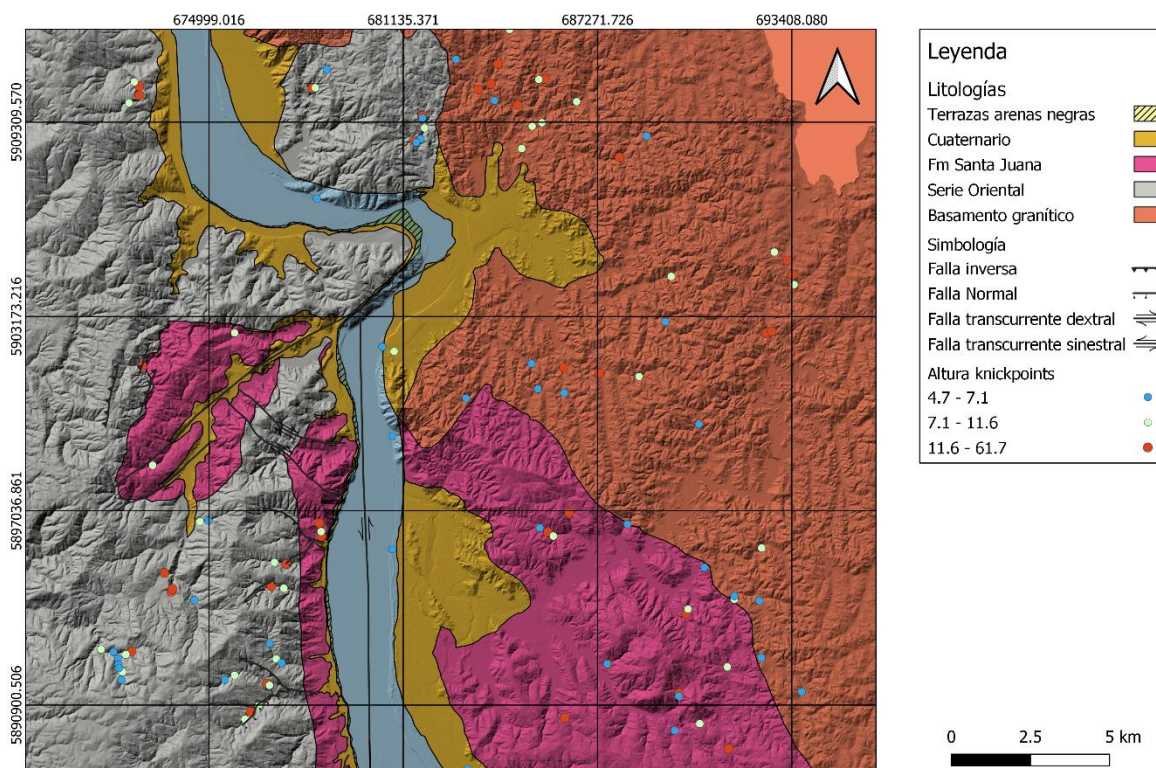
Respecto a las estructuras y por principio de corte, a la falla Biobío se le atribuye una edad Eocena deformada durante la fase Incaica, esta siendo determinada a partir de anomalías magnéticas (L pez, 2002). Geomorfológicamente, se puede apreciar como esta está siendo deflectada por la falla Patagual-Pileo, modificando el cauce del río Biobío, lo que nos permite acotar la edad máxima

a una inferior al Eoceno. Si consideramos lo que infiere L pez (2002), se le podría atribuir una edad aproximada de 10 M.a. (Mioceno) relacionada al inicio de la fase Quechua, ya que esta, al igual que la fase Incaica, presentan una gran actividad tectónica.

Respecto a la edad mínima, a pesar de encontrar afloramientos de arenas negras y depósitos cuaternarios, no se encuentra evidencia de deformación que indique que fueron afectados por la estructura, por lo que acotamos la edad mínima a una edad mayor al Holoceno, edad correspondiente a las Terrazas fluviales de arenas negras y de valles locales.

La metodología aplicada en este trabajo de memoria apunt  a develar la impronta morfométrica de las cuencas que rodean el lineamiento Patagual-Pileo. Existen diversos factores que pueden influir en la morfología de las cuencas, principalmente, según lo visto en este estudio, el control litológico y el control tectónico.

En función de dilucidar el impacto tectónico entre estos controles, se debe evaluar y acotar el efecto de la litología en estos índices. Primeramente, a partir de una comparación entre los resultados de la generación de knickpoints y la litología del sector (figura 13).



Respecto a los perfiles *swath*, en la figura 9 se observa que en el primer perfil trazado la diferencia de alturas es más pronunciada, con un promedio aproximado de 100 metros, en comparación con las trazas siguientes, que muestran un cambio promedio de alrededor de 80 a 50 metros. Se evidencia en la figura 10, al igual que en la figura 9, que los perfiles trazados a lo largo del lineamiento (los primeros 2 perfiles) exhiben una diferencia de altura más notable, situándose entre 50 y 80 metros aproximadamente, en comparación con aquellos que no atraviesan el lineamiento, donde la diferencia es menor, rondando los 30 metros.

Al centrarnos en el área de estudio, se destacan las pendientes más pronunciadas a lo largo de la traza del lineamiento Patagual-Pileo, con valores oscilando entre 40° y 50°. Se observa, además, una transición abrupta desde estas pendientes hacia el drenaje de la cuenca. Esta misma configuración se evidencia en la porción sureste, en la cuenca 4 (Figura 11).

Mediante la observación del mapa de azimut de las pendientes, representado en la figura 12, se destaca una evidente prevalencia de inclinaciones que se orientan hacia el sureste (SE) a lo largo del lineamiento Patagual-Pileo. En contraste con el resto de la zona de estudio, no se identifican otras áreas donde esta inclinación sea tan notoria y uniforme. La orientación hacia el SE a lo largo de este lineamiento específico resalta como un rasgo distintivo, no siendo tan claramente evidente en otras partes del área de estudio.

Como se observa en la figura 13, tras contrastar los datos de litologías, unificando los mapas de Lépéz al oeste del río Biobío y de Mendoza al este del río, con la ubicación de los *knickpoints* y las estructuras identificadas por Lépéz, es posible descartar aquellos vinculados a un contacto litológico. Por ejemplo, hacia el sureste se observan *knickpoints* de baja altura (representados en color azul) en el borde del contacto entre la Formación Santa Juana y el Basamento granítico, es decir, el cambio de litología llevó a una erosión diferenciada entre estas y la posterior formación de *knickpoints*. En la zona norte, al este del río Biobío, se identifica otro grupo de *knickpoints* de alturas diversas cercanos al contacto entre la Serie Oriental y el Basamento granítico. Esto sugiere la necesidad de un estudio directo en terreno para definir con precisión los límites y descartar la influencia de cualquier estructura que pueda originar la presencia de estos *knickpoints*.

Hacia el suroeste del río, se aprecia otro conjunto de *knickpoints*, la mayoría de los cuales están asociados a fallas previamente descritas por Lépéz. En cuanto a los demás *knickpoints* no relacionados con contactos litológicos, se considera prudente descartar la presencia de estructuras,

ya sea mediante inspección directa en el terreno o mediante análisis utilizando herramientas de software especializadas.

A través del análisis del índice de empinamiento, se observa que las cuencas más distantes del lineamiento (1 y 4) exhiben los valores más bajos del índice, mientras que la cuenca 8 presenta el valor más elevado. Esta variación podría atribuirse a la posible presencia de una estructura, como una falla. Los valores subsiguientes más altos pertenecen a las cuencas por las cuales atraviesa el lineamiento, específicamente las cuencas 5 y 6, lo cual sugiere la existencia de una falla en esa región (según indica Galve, 2015)

Respecto a la coordenada Chi, es necesario comparar los valores de esta en los drenajes a ambos lados de la divisoria de aguas. Al analizar en la figura 22 las cuencas 1 y 3, se observa que la cuenca 1 exhibe mayores valores de Chi, considerándola la cuenca víctima en este contexto, mientras que la cuenca 3 actúa como la cuenca agresora. En el caso de las cuencas 3 y 5, se evidencia que la cuenca 3 se comporta como la víctima al sur de la divisoria de aguas, pero al norte presenta un menor valor de Chi en comparación con la cuenca 5, transformándose así en la cuenca agresora. Entre las cuencas 5 y 6, se observa una mayor estabilidad en ambos lados de la divisoria de aguas. Sin embargo, los valores entre 5 y 8 difieren, colocando nuevamente a la cuenca 5 como la víctima en esta interacción. En el caso de las cuencas 4 y 7, al avanzar hacia el este, la cuenca 4 actúa como la víctima, pero a medida que se desplaza hacia el oeste, se convierte en la cuenca agresora. En cuanto a las cuencas 2 y 7, se presenta un equilibrio entre sus valores de la coordenada Chi.

7. CONCLUSIÓN

Respondiendo a los objetivos específicos planteados inicialmente, se sostienen las siguientes conclusiones:

1. Se logra caracterizar el lineamiento Patagual-Pileo a partir de un trabajo conjunto entre la recopilación bibliográfica, la observación en terreno y el uso de herramientas con modelos digitales de elevación (DEM). A través de este último es posible compara la altura de la falla respecto a zonas no falladas, corroborar la dirección NE-SW de esta respecto a anteriores autores.
2. Se logra analizar la geometría, cinemática y desplazamiento de la falla, la cuál corresponde a una falla transcurrente dextral de dirección NE-SW, relacionada al desplazamiento del sistema de bloques de la región, es posible vincular a esta falla con las otras pertenecientes al sistema, ya que todas presentan una dirección y edades similares (Plioceno-Pleistoceno).
3. Respecto a la impronta del lineamiento sobre la geomorfología local, a simple vista se puede suponer que la estructura causó la desviación del río Biobío en el codo Patagual. Lo cual llevó a variados autores a considerarla una falla inferida. Por otro lado, a partir de los análisis de la imagen satelital, se pueden atribuir otros cambios en la geomorfología relacionados a la falla. Primeramente, a partir de los perfiles *swath* se aprecia la diferencia de alturas de estos sistemas. También con los índices Chi apreciamos como las cuencas se desplazan por sobre otras, las cuencas relacionadas a fallas tienen un mayor avance respecto las que no corresponden a fallas.

A partir de este estudio se abre la puerta a nuevas interrogantes, tales como los estudios más a fondo de las terrazas y depósitos actuales de la zona, incluyendo el levantamiento de columnas de estos para una comprensión más detallada sobre su litología y estructuras presentes. Por otro lado, se debe estudiar la extensión del lineamiento a mayor escala, haciendo análisis morfométricos y observaciones de terreno al este del río Biobío, así como al sur oeste, donde este estudio señala la posible presencia de fallas.

8. REFERENCIAS

- Allmendinger, R. W. y González, G. (2010). Invited review paper: *Neogene to Quaternary tectonics of the coastal Cordillera, northern Chile*. *Tectonophysics*, 495(1-2): 93-110.
- Charrier, R. (1979). *El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: Una reconstitución paleogeográfica y paleoclimática*. *Comunicaciones*, n° 26, p. 1-37, Santiago.
- Cucurella, J. (1978). *Estudio geológico y radiométrico del valle del río Bío-Bío, Provincia de Concepción, VIII Región*. Memoria de Título, Universidad de Chile, Depto. de Geología, 86 pp., Santiago.
- Dávila, A.; Hervé, F. y Munizaga, F. (1979). *Edades K-Ar en granitoides de la cordillera de la costa de la provincia de Colchagua, VII Región, Chile Central*. *Actas II Congreso Geológico Chileno*, vol. 2, p. F107-F120, Arica.
- Ferraris, F. (1981). *Mapas Geológicos Preliminares de Chile. Hoja Los Ángeles-Angol*. Instituto de Investigaciones Geológicas, 1 carta, 25 pp., Santiago.
- Gajardo, A. (1981). *Mapas geológicos preliminares de Chile. Hoja Concepción-Chillán, escala 1:250.000*. Instituto de Investigaciones Geológicas, 1 carta, 22 pp., Santiago.
- Galli, C. (1967). *Geología urbana y suelo de fundación de Concepción y Talcahuano, Chile*. Departamento de geología y mineralogía, instituto central de química, U. de Concepción. Informe inédito.
- Galve, J., Vicente Pérez-Peña, J., Alvarado, G., Azañon, J., & Mora, M. (2015.) *Aplicación de técnicas morfométricas para analizar la actividad tectónica, volcánica y de deslizamientos en la región central de Costa Rica*. XIV Reunión Nacional de Cuaternario, Granada.
- García-Delgado, H., & Velandia, F. (2020). *Tectonic geomorphology of the Serranía de San Lucas (Central Cordillera): regional implications for active tectonics and drainage rearrangement in the Northern Andes*. *Geomorphology*, 349, 106914.
- Garrote, J., Heydt, G. G., & Cox, R. T. (2008). *Multi-stream order analyses in basin asymmetry: a tool to discriminate the influence of neotectonics in fluvial landscape development (Madrid Basin, Central Spain)*. *Geomorphology*, 102(1), 130-144.
- González-Bonorino, F. (1970). *Series metamórficas del basamento cristalino de la Cordillera de la Costa, Chile Central*. Universidad de Chile, Departamento de Geología.

- Harsha, J., Ravikumar, A. S., & Shivakumar, B. L. (2020). *Evaluation of morphometric parameters and hypsometric curve of Arkavathy river basin using RS and GIS techniques*. Applied Water Science, 10, 1-15.
- Hervé, F., Thiele, R., & Parada, M. A. (1976). *Observaciones geológicas en el Triásico de Chile central entre las latitudes 35°30'y 40°00'sur*. In Congreso Geológico Chileno (Vol. 18).
- Jaque, E. (1990). *Geomorfología del sector Santa Juana-Quilacoya*. Seminario de Tesis para optar al título de profesor de Historia y Geografía, Univ. de Concepción, Fac. Humanidades y Arte, 36 pp.
- Lépez, L. (2002). *Análisis estructural del Triásico de Santa Juana al sur y occidente del río Biobío*. Memoria de título. Universidad de Concepción, Chile.
- Melnick, D. (2006). *Coastal deformation and great subduction earthquakes, Isla Santa María, Chile (37°S)*. Geological Society of America Bulletin, 118(2006), 1463–1480.
- Mendoza, J. (2001). *Distribución, caracterización, génesis y características tectónicas de los yacimientos arenas silíceas del área costera de la octava región, entre Coliumo y Los Álamos*. Memoria de título. Universidad de Concepción.
- Mpodozis, C. & Ramos, V. (1990). *The Andes of Chile and Argentina*. Circumpacific Council for Energy and Mineral Resource., Earth Sciences Series, vol. 2, p 59-90.
- Munizaga, F.; Aguirre, L. & Hervé, F. (1973). *Rb-Sr ages of rocks from the Chilean metamorphic basement*. Earth Planetary Sciences Letters, vol. 18, N° 1, p. 64-70.
- Muñoz Cristi, J. (1953). *Rasgos geológicos generales de las provincias de Concepción y Arauco*. Univ. de Chile, Fac. Ciencias Físicas y Mat., Anales n° 2, p. 22-36.
- Pérez-Peña, J. V., et al (2017). *SwathProfiler and NProfiler: Two new ArcGIS Add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles*. Computers & Geosciences, 104, 135-150.
- Queiroz, G. L., Salamuni, E., & Nascimento, E. R. (2015). *Knickpoint finder: A software tool that improves neotectonic analysis*. Computers & Geosciences, 76, 80–87.
- Quezada, J. (1996). *Geología urbana y Ambiental de la Ciudad de Concepción*. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 143 pp. Concepción

- Sepúlveda, N. (2023). *Visita técnica para evaluar el peligro por remoción en masa, en la comuna de Santa Juana y alrededores, producto de los incendios de febrero 2023 – Región del Biobío*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Técnico.
- Strahler, A. (1952). *Hypsometric (area–altitude) analysis of erosional topography*. *Bulletin of the Geological Society of America*, 63: 1117–1142.
- Tavera, J. (1960). *El Triásico del valle inferior del río Biobío*. Universidad de Chile, Depto. de Geología, publicación n°18, 27 pp.
- Vásquez, P. (2001). *Petrología y Geotermobarometría del Basamento Metamórfico de la Cordillera de la Costa de Chile, entre los 36° 30"y 38° 00'S*. Memoria de título, Universidad de Concepción, Depto. Ciencias de la Tierra, 172 pp., Concepción.
- Veyl, C. 1961. *Contribución al conocimiento de la geología regional de la provincia de Concepción*. *Revista Minerales*, año XVI, p. 21-71
- Wang, G. (2003). *Mapping multiple variables for predicting soil loss by geostatistical methods with TM images and a slope map*. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 69(8), 889–898.
- Wobus, C., Whipple, K. X., & Kirby, E. (2006). *Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls*. *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution*, 398(2006).

9. ANEXOS

Anexo 1: Datos estructurales medidos en terreno.

Este	Norte	Zona	Tipo de plan	Manteo	dipAzimu	Strike
677722.823	5901955.38	18H	Falla	83.13	242.07	152.07
677707.85	5901971.87	18H	Falla	86.72	196.26	106.26
677704.381	5901968.31	18H	Falla	84.95	193.43	103.43
677708.123	5901971.29	18H	Falla	84.52	36.57	306.57
677707.058	5901963.78	18H	Falla	83.45	336.66	246.66
677712.53	5901971.58	18H	Falla	84.87	344.59	254.59
677710.738	5901954.47	18H	Falla	84.38	40.88	310.88
677717.5	5901958.26	18H	Falla	72.57	109.90	19.90
677719.505	5901961.32	18H	Falla	73.67	130.10	40.10
676183.852	5901376.85	18H	Fractura	82.19	125.84	35.84
676165.691	5901471.73	18H	Estratificaci	52.73	238.60	148.60
676163.109	5901657.4	18H	Estratificaci	50.89	240.79	150.79
678023.931	5902245.84	18H	Falla	67.54	342.48	252.48
678027.731	5902247.76	18H	Falla	79.48	328.83	238.83
678024.931	5902260.13	18H	Falla	59.28	325.96	235.96
678028.142	5902264.12	18H	Falla	58.90	40.62	310.62
678026.268	5902263.8	18H	Falla	73.32	357.38	267.38
681640.983	5904709.58	18H	Fractura	69.10	10.10	280.10
681641.746	5904708.44	18H	Fractura	67.60	8.15	278.15
681639	5904711.21	18H	Fractura	68.17	335.35	245.35
681661.513	5904746.63	18H	Fractura	89.00	326.27	236.27
681670.693	5904757.95	18H	Fractura	73.42	320.93	230.93
681672.641	5904763.27	18H	Fractura	69.34	55.27	325.27
681712.959	5904851.48	18H	Foliación	77.91	85.12	355.12
681710.452	5904850.86	18H	Foliación	81.09	88.75	358.75
681713.416	5904854.81	18H	Fractura	81.47	337.03	247.03
681715.901	5904853.97	18H	Fractura	75.28	334.56	244.56
681716.325	5904853.85	18H	Fractura	76.53	332.50	242.50
681709.383	5904853.56	18H	Fractura	80.98	336.21	246.21
681715.806	5904853.12	18H	Fractura	85.71	269.85	179.85
681715.531	5904850.23	18H	Fractura	82.57	64.49	334.49
681713.186	5904848.94	18H	Fractura	78.04	81.51	351.51
681712.692	5904849.34	18H	Fractura	80.19	83.73	353.73
681714.204	5904850.07	18H	Fractura	77.64	83.33	353.33
678846.973	5905551.44	18H	Foliación	78.76	281.96	191.96
678848.575	5905550.21	18H	Foliación	68.08	281.07	191.07
678875.743	5905557.64	18H	Falla	47.56	81.57	351.57

Tabla 1 Datos planares obtenidos en terreno de fallas menores, fracturas, estratificaciones y foliaciones.

Este	Norte	Zona	Tipo lineal	Plunge	Plunge Azim
677709.554	5901970.1	18H	Estría	32.95	102.75
677705.086	5901970.46	18H	Estría	0.00	101.18

Tabla 2 Datos lineales obtenidos en terreno de estrías