



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



**“GEOMORFOLOGÍA CUATERNARIA DEL FRENTE
ANDINO OCCIDENTAL A LOS 36.5°S, REGIÓN DE ÑUBLE,
CHILE: ANÁLISIS PRELIMINAR A PARTIR DE
IMÁGENES SATELITALES Y TOPOGRAFÍA DIGITAL”**

Memoria para optar al Título de Geólogo

Hugo Alfonso García Inostroza

**Profesor Patrocinante: Dr. Joaquín Alejandro Cortés Aranda
Profesores Comisión: Dra. Fernanda Carolina Álvarez Amado
Dr. Mauricio Esteban Espinoza Vargas**

Concepción, 2023

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Planteamiento del problema	2
1.2. Ubicación y vías de acceso	4
1.3. Hipótesis y objetivos	4
1.1.1. Hipótesis	4
1.1.2. Objetivo general	4
1.1.3. Objetivos Específicos	4
1.4. Agradecimientos	4
2. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA	5
2.1. Marco geológico	5
2.1.1. Basamento pre-Jurásico (Devónico-Triásico)	5
2.1.2. Batolito Santa Gertrudis-Bullileo (Cretácico)	5
2.1.3. Formación Río Blanco (Cretácico-Paleógeno?)	5
2.1.4. Formación Cura Mallín (Oligoceno tardío-Mioceno temprano)	5
2.1.5. Formación Trapa-Trapa (Mioceno temprano-Mioceno medio)	6
2.1.6. Intrusivos Miocenos (Mioceno medio-Mioceno superior)	6
2.1.7. Formación Cola de Zorro (Plioceno-Pleistoceno)	7
2.1.8. Formación Mininco (Plioceno)	7
2.1.9. Depósitos glaciares y glacifluviales (Pleistoceno)	7
2.1.10. Formación La Montaña (Pleistoceno-Holoceno)	7
2.1.11. Complejo Volcánico Nevados de Chillán (Cuaternario)	8
2.1.12. Depósitos coluviales, aluviales y pedemontanos (Holoceno)	8
2.1.13. Depósitos de terrazas fluviales (Holoceno)	8
2.1.14. Depósitos de valles fluviales actuales (Holoceno)	8
2.2. Marco tectónico y sismotectónico	9
2.2.1. Sismicidad instrumental	12
2.3. Marco geomorfológico	13
3. METODOLOGÍAS	15
3.1. Análisis de imágenes satelitales en Google Earth (GE)	15
3.2. Análisis de topografía digital	17
3.2.1. Mapa de relieve sombreado, mapa de pendientes y mapa de rugosidad	17
3.2.2. Análisis de la red de drenajes	18
4. RESULTADOS	20
4.1. Análisis de imágenes satelitales Copernicus usando GE	20
4.1.1. Unidades geomorfológicas de primer orden	20
4.1.2. Lineamientos	21
4.1.3. Red de drenajes	24
4.1.4. Mapas de terrazas fluviales	26
4.2. Análisis de Topografía Digital	29

4.2.1. Análisis de mapa de relieve sombreado, mapa de pendientes y mapa de rugosidad	29
4.2.2. Unidades geomorfológicas de primer orden.....	34
4.2.3. Lineamientos.....	34
4.2.4. Red de drenajes.....	38
4.2.5. Terrazas fluviales.....	44
5. DISCUSIÓN	47
5.1. Mapeo de imágenes satelitales Copernicus en Google Earth y mapeo en DTM	47
5.2. Interacción entre procesos endógenos y exógenos y su rol en la configuración del relieve local.....	49
5.2.1. Procesos fluvioaluviales	49
5.2.2. Eventuales procesos tectónicos	51
5.2.3. Interacción entre procesos fluvioaluviales y tectónicos	55
6. CONCLUSIONES	58
7. REFERENCIAS	62

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Ubicación del área de estudio	3
2. 1. Mapa geológico del área de estudio	11
2. 2. Mapa de sismicidad instrumental	12
2. 3. Mapa geomorfológico general y respectivo perfil topográfico del área de estudio	14
3. 1. Ejemplo de mosaico de imágenes Copernicus	15
3. 2. Ejemplo de mapeo de puntos de inflexión usando Google Earth	16
3. 3. DTM 5 m LiDAR	19
4. 1. Identificación de puntos de inflexión utilizando perfiles topográficos en Google Earth	22
4. 2. Mapa geomorfológico generado a partir de imágenes satelitales y Google Earth	23
4. 3. Trazado de perfiles transversales a los drenajes principales	25
4. 4. Mapa de terrazas fluviales del río Perquilauquén	27
4. 5. Mapa de terrazas fluviales del río Ñuble	28
4. 6. Relieve sombreado y mapa de elevaciones	30
4. 7. Mapa de pendientes	31
4. 8. Mapas de rugosidad	33
4. 9. Red de drenajes	41

4.	10.	Acercamiento en el relieve sombreado al posible knick point del río Perquilauquén y su respectivo perfil topográfico	42
4.	11.	Acercamiento en el SM al posible knick point en el río Ñuble y su respectivo perfil topográfico	42
4.	12.	Mapa geológico y geomorfológico del área de estudio	43
4.	13.	Superficies fluvioaluviales del río Perquilauquén	45
4.	14.	Superficies fluvioaluviales del río Ñuble	46
5.	1.	Mapa integral	54
5.	2.	Mapa de acercamiento y esquema estructural	55

RESUMEN

El Frente Andino Occidental (FAO), es el rasgo morfológico de primer orden que marca la transición entre el Valle Central y la Cordillera Principal, y refleja la interacción entre procesos geomórficos endógenos y superficiales. El presente trabajo consiste en el estudio de la geomorfología del FAO a los 36.5°S, para lo cual, primero se analizan imágenes satelitales Copernicus en Google Earth (GE), que apunta a generar una idea preliminar de los rasgos de interés, para luego, empleando un Digital Terrain Model (DTM) LiDAR de 5 m de resolución espacial, obtener un mapa de relieve sombreado, uno de pendientes y mapas de rugosidad, a fin de proporcionar una lectura de rasgos superficiales con mayor detalle, que signifiquen estructuras y/o procesos en profundidad. La geología del área se compone del Batolito Santa Gertrudis-Bullileo, las Formaciones Río Blanco, Cura Mallín, Cola de Zorro, Mininco, La Montaña, y depósitos de terrazas fluviales y de valles fluviales actuales. Las estructuras existentes se infieren como fallas invertidas y se indica la presencia de fallas inferidas en el límite Valle Central-Precordillera. La sismicidad instrumental registrada muestra ausencia de sismos significativos en el área. Las metodologías consisten, en primer lugar, en la confección de un mosaico de imágenes satelitales Copernicus, sobre el cual se mapean unidades geomorfológicas; posteriormente, mediante perfiles topográficos GE, se mapean lineamientos y terrazas fluviales. Enseguida se mapean y analizan las redes de drenaje, midiendo largo, ancho y profundidad de incisión en GE. Segundo, a partir de un DTM LiDAR 5 m se elabora un mapa de relieve sombreado superpuesto a un mapa de elevación, un relieve sombreado, y cuatro mapas de rugosidad, con diferentes valores de entrada, y se mapean unidades geomorfológicas, lineamientos, escarpes, redes de drenaje -que se extraen automáticamente- y terrazas fluviales. Posteriormente, se integran los resultados del análisis del DTM en un único mapa. Con la primera metodología se definen tres unidades geomorfológicas: Superficies Fluvialuviales Recientes, Superficies Fluvialuviales Antiguas, y Precordillera. Los puntos de inflexión indican lineamientos curvilíneos subparalelos que se asocian a escarpes. La red de drenajes es representada por los ríos Perquillauquén, de 28 km de largo; en promedio 2.9 km ancho y 316 m de profundidad de incisión; Ñuble, de 40 km de largo, 4.6 km de ancho y 293 m de profundidad; Cato, con 37 km de largo, ancho y profundidad de 2.7 km y 440 m respectivamente; y Niblinto, de 32 km de largo, 2.1 km de ancho y 442 m de profundidad. Se identificaron cuatro terrazas fluviales en el río Perquillauquén, desarrolladas mayormente hacia el flanco norte del valle; mientras que en el río Ñuble se hallaron tres, siendo en el sector de San Fabián donde poseen importante extensión. Los resultados del análisis del DTM consisten en los tres mapas antes mencionados: la combinación del relieve sombreado y el mapa de elevaciones, el mapa de pendientes, y cuatro mapas de rugosidad, de diferente resolución de cálculo de entrada. La unidad Precordillera fue mapeada en base a las mayores elevaciones y pendientes, contrastes abruptos de luz, y rugosidades medias; las Superficies Fluvialuviales Antiguas muestran elevaciones medias y contrastes de luz más suaves, pendientes intermedias y rugosidades elevadas; las Superficies Fluvialuviales Recientes tienen bajas elevaciones, escasos contrastes de luz, pendientes bajas y una combinación de valores elevados y deprimidos de rugosidad. Los lineamientos asociados a escarpes son curvilíneos, ocurren de manera subparalela y con relativa continuidad norte-sur. En el relieve sombreado, los escarpes se muestran como franjas de mayor luminosidad, en el mapa de pendientes en franjas de pendiente intermedia entre pendientes bajas, y en el mapa de rugosidad como franjas de rugosidad intermedia entre de rugosidades elevadas. Los lineamientos asociados a incisiones, son rectilíneos, y de orientaciones variadas. La red de drenajes extraída expone cuatro órdenes de Strahler, patrones dendríticos para los ríos Niblinto, Cato y Ñuble, y un patrón subparalelo asimétrico para el río Perquillauquén. En los últimos dos ríos, los *knick points* se aprecian al observar en detalle el relieve sombreado y el mapa de rugosidad. Las terrazas fluviales mapeadas, son cinco para el río Perquillauquén, y tres para el Ñuble, que abarcan gran extensión en el sector de San Fabián. Las ventajas del uso de GE incluyen las herramientas “vista 3D” y “mostrar perfil de elevación” y las desventajas se asocian a la vegetación y la intervención antropogénica, que en general, obstruyen el mapeo. Por su parte, el uso del DTM mejora el detalle de mapeo y permite la obtención de mapas de diferentes parámetros que facultan la comprobación de la existencia de rasgos. El origen de los depósitos sobre los cuales se labran las Superficies Fluvialuviales Recientes y Antiguas, obedecen a procesos glaciares, lacustres, y fluviales en interacción con volcanismo. Las estructuras mapeadas en trabajos previos se condicen de cierta forma con los lineamientos aquí identificados, así como también, aunque en menor medida, con los *knick points*, lo que podría significar expresiones de estructuras en profundidad. La sumatoria de lo anterior y la evidencia de interacción entre procesos endógenos y superficiales tanto en el resto del mundo, como en otras latitudes del FAO, podría implicar que la presente área de estudio es un ejemplo más a lo largo de FAO de actividad neotectónica de fallas corticales interactuando con procesos exógenos.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Planteamiento del Problema

Durante los últimos 28 Ma, el marco tectónico de la Zona de Subducción de Chile Central (33 – 37°S) se caracteriza por la subducción de la placa de Nazca bajo la placa sudamericana, que ocurre a una tasa de 66 mm/año y según un azimuth N78°E (Angermann et al., 1999). A una escala de millones de años, este proceso es el principal mecanismo responsable de la configuración fisiográfica de los Andes Chilenos. En líneas generales, esta configuración se traduce en unidades geomorfológicas que corresponden, de oeste a este, a la Cordillera de la Costa, el Valle Central, la Precordillera y la Cordillera Principal.

El Frente Andino Occidental (FAO), es un rasgo morfológico de primer orden que marca la transición entre el Valle Central y la Cordillera Principal. Esta zona transicional refleja, en muchos sitios a lo largo de Chile, la interacción entre procesos geomórficos endógenos (e.g., tectónicos) y superficiales (e.g., incisión y depósitos fluvioaluviales). Por ejemplo, García et al. (2011), a los 19°S, indican la influencia tanto del clima como de la tectónica en el grado de incisión de los drenajes presentes, contrastando un clima árido entre los 18 y 19°S, donde ocurren precipitaciones de hasta 300 mm/año en la cordillera occidental (por actividad convectiva en el Amazonas durante el verano del hemisferio sur), con uno hiperárido entre los 19.5 y 20.5°S, que provoca cuencas endorreicas. En dicho trabajo se expone de manera cuantitativa, la estrecha relación entre el plegamiento Mioceno y la configuración morfológica de los drenajes, específicamente para los valles de los ríos Lluta y Azapa, entre los 18 y 19°S, y la relación de sus tasas de incisión con la evolución del anticlinal Oxaya.

Más al sur, entre los 26 a los 28°S, Muñoz-Farías et al. (2022), utilizaron resultados derivados de edades $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ en biotita de volcanitas intercaladas en depósitos aluviales y edades de exposición ^{21}Ne en clastos de cuarzo de planicies aluviales, para determinar la cronología de la evolución del Pediplano de Atacama. De esta manera, argumentan que el Pediplano de Atacama no es un marcador general de un evento o período climático o tectónico, sino una paleosuperficie compuesta, originada por la vinculación de procesos endógenos y exógenos durante más de 17 Ma.,

específicamente debido a la variabilidad climática del Desierto de Atacama y el alzamiento Andino durante el Cenozoico tardío.

Por otro lado, Farías et al. (2008), a los 33-35°S, sobre la base de dos modelos de retroceso de knickpoint, plantean la evolución geomorfológica del antearco entre los 33 y 35°S. En particular, estudian las cuencas de los ríos Aconcagua, Maipo, Cachapoal, Tinguiririca y Teno, y los peniplanos asociados. Respecto a esto último, las superficies del este de la Cordillera de la Costa y la Precordillera, pudieron haber correspondido a una misma superficie previo al alzamiento, para después mostrarse desfasadas por la actividad de la falla San Ramón-Pocuro. De ser así, esta falla produjo por lo menos hasta 1.1 km de alzamiento relativo en la Cordillera Principal en la latitud de Santiago, y 800-600 m a los 35°S. Utilizando marcadores de incisión, los autores concluyen velocidades de retroceso de knickpoint entre 10 y 40 mm/a para el segmento paleocosta-Precordillera, concluyéndose un retardo de respuesta erosiva al alzamiento de entre 5 y 10 Ma; por lo tanto instando a la necesidad de reevaluar metodologías de interpretación de alzamiento basadas en registro erosivo y sedimentario.

A la fecha, el conocimiento sobre la geomorfología del FAO a la latitud de la presente área de estudio, es prácticamente nulo. Esta memoria se aboca al estudio de la geomorfología del FAO a los 36.5°S, y surge como una manera de proveer un estudio preliminar, dado el contexto de la pandemia, sobre la geomorfología del área, que está siendo abordada en el marco del Proyecto FONDECYT Iniciación 11180509 (tesis doctoral Adrián Oviedo). Para esto, la primera aproximación metodológica, consiste en analizar imágenes satelitales Copernicus en Google Earth (GE), apuntando a generar una idea preparatoria de los rasgos de interés en el área de estudio y facilitar, en este mismo trabajo, el análisis posterior en detalle. Segundo, se emplea un Digital Terrain Model (DTM) de 5 m de resolución espacial, para generar relieves sombreados, mapas de pendiente y rugosidad, a fin de obtener de manera más precisa un esquema morfológico que permita la lectura de rasgos superficiales que signifiquen estructuras y/o procesos en profundidad. El fin último de este trabajo es discutir el rol de los procesos endógenos (por ejemplo, tectónicos) y superficiales (por ejemplo, acción fluvial) en la configuración geomorfológica del FAO a los 36.5°S.

1.2. Ubicación y vías de acceso

El área de estudio se ubica en la Precordillera Andina entre los 36.30 y los 36.75°S, comprendiendo las localidades de Cachapoal, Coihueco y San Fabián de Alico, en la Región del Ñuble (figura 1.1). Es posible acceder a ella a través de la ruta 5 Sur, ingresando a la ciudad de Chillán, para luego tomar la ruta N-49 hacia Coihueco (27 km al E de Chillán), o bien desde la misma ruta 5 Sur, desviarse al este hacia la ruta N-31 (cruce a 20.5 km al norte de Chillán) y avanzar 20 km en dicha dirección, para llegar a Cachapoal.

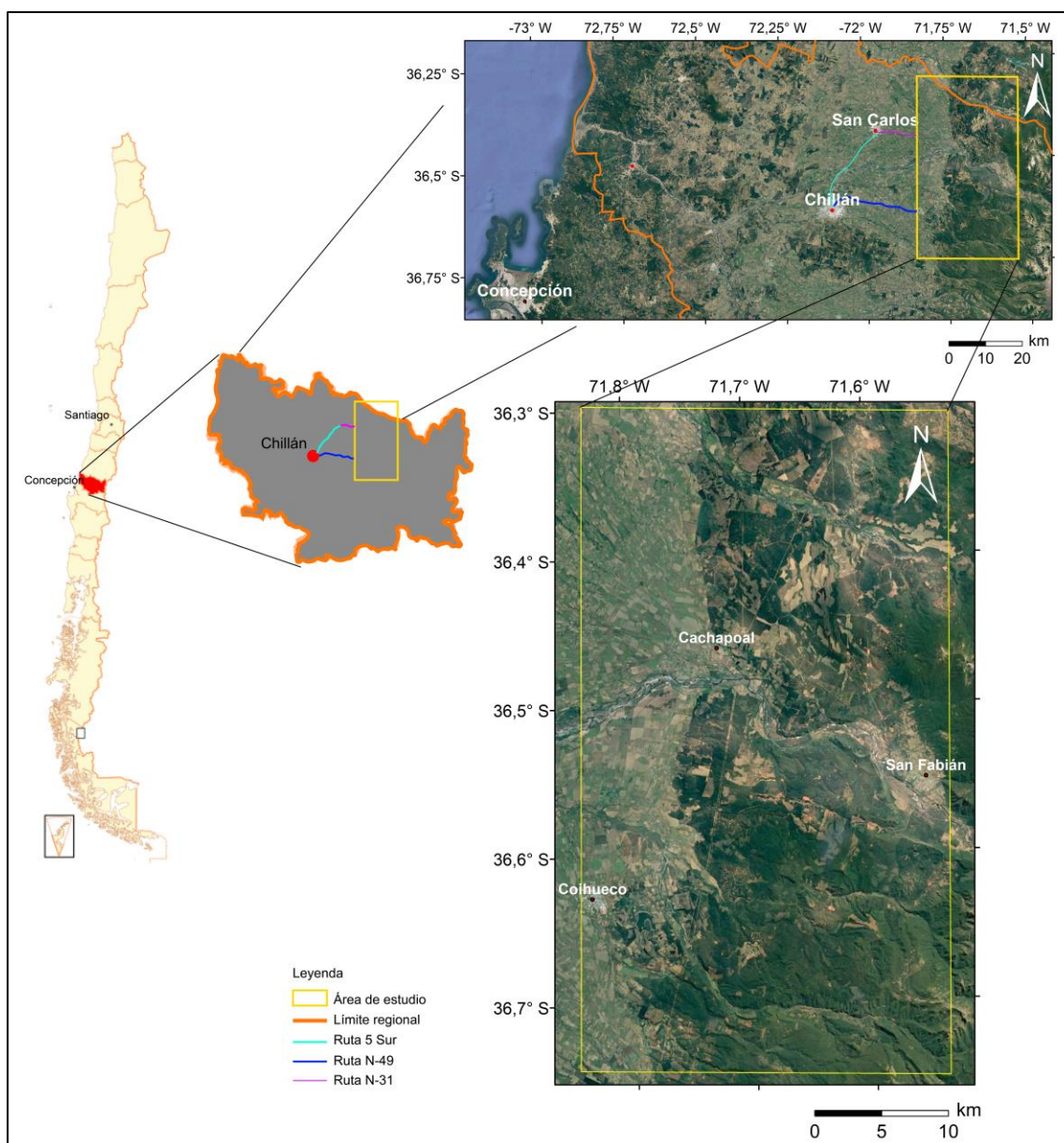


Figura 1.1. Ubicación del área de estudio.

1.3. Hipótesis y objetivos

1.3.1. Hipótesis

La configuración geomorfológica del área, es resultado de la interacción entre procesos superficiales, conducentes a depósito de sedimentos y erosión, y el alzamiento del borde occidental de la cordillera principal por estructuras cuyo rumbo es NNE.

1.3.2. Objetivo general

Evaluar el significado de los rasgos geomorfológicos de primer orden en términos de la interacción de procesos de superficie (erosión y depósito) y alzamiento para el Frente Andino Occidental (FAO) entre los 36.30° y 36.75° S.

1.3.3. Objetivos específicos

- a. Definir las unidades morfológicas de primer orden del FAO a los 36°S
- b. Caracterizar los lineamientos que ocurren en el FAO entre los 36.30 y 36.75° S
- c. Examinar las redes de drenajes que inciden localmente el FAO.
- d. Identificar las terrazas fluvioaluviales de los ríos principales afectando el FAO en el área de estudio.

1.4. Agradecimientos

Este trabajo debe su existencia gracias al financiamiento del proyecto Nuevo Milenio CYCLO, junto al proyecto FONDECYT de iniciación 11180509.

Doy las gracias a mi profesor patrocinante Joaquín Cortes Aranda, por aceptarme como alumno memorista. Asimismo, agradezco a todos los profesores y funcionarios del Departamento Ciencias de la Tierra, pilares fundamentales de mi formación profesional.

Finalmente, dirijo mis agradecimientos a mi familia y amigos.

2. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

2.1. Marco geológico

2.1.1. Basamento pre-Jurásico (Devónico-Triásico)

Corresponden principalmente a rocas volcánicas en asociación a intrusivos y de manera subordinada rocas metamórficas de bajo grado, que afloran en Argentina. Estas últimas corresponden la Ectinita Guaraco Norte constituida por filitas, pizarras y esquistos, expuestas en el sector norte de la Cordillera del Viento (figura 2.1). Datos radimétricos aportados por Franzese (1995) asignan a estas rocas una edad Devónico-Carbonífero superior. Por otra parte, aflorando en el mismo sector y en el lago Varvarco Campos (figura 2.1), se encuentran rocas volcánicas e intrusivas representantes del magmatismo Pérmico-Triásico asignadas a los grupos Choyoy y El Potrillo (Zapettini *et al.*, 2001).

2.1.2 Batolito Santa Gertrudis-Bullileo (Cretácico-?)

Cuerpos intrusivos graníticos, tonalitas y granodioritas. Dataciones radiométricas por el método K-Ar indican edades de 83.9 ± 3.8 Ma y 85.4 ± 5.2 Ma (Gajardo, 1981). Esta unidad intruye rocas de la Formación Río Blanco y la sobreyacen rocas de la Formación Curamallín, de la Formación Cola de Zorro, depósitos de la Formación la Montaña y depósitos volcánicos modernos (figura 2.1, Gajardo, 1981; Ferraris 1981). Sin embargo, se tienen dataciones K-Ar en roca total y biotita que entregan valores 17.2 ± 0.88 - 5.8 ± 0.3 Ma respectivamente (Muñoz y Niemeyer, 1984), siendo imposible fijar con claridad un rango de edad para estas rocas.

2.1.3. Formación Río Blanco (Cretácico-Paleógeno?)

Son lavas andesíticas e intercalaciones de brechas piroclásticas y epiclásticas, que afloran al sureste de San Fabián (figura 2.1). Se le asigna una edad cretácica tardía según una datación K-Ar en granitoides que la intruyen ($60,5 \pm 0,3$ Ma, Gardeweg, 1980). La base no se encuentra en la zona y está cubierta discordantemente por la Formación Cola de Zorro (Gajardo, 1981).

2.1.4. Formación Cura Mallín (Oligoceno tardío-Mioceno temprano)

Rocas volcánicas y volcanoclásticas agrupadas en dos miembros principales y sin base reconocida (Muñoz y Niemeyer, 1984). En el área de estudio la formación Cura Mallín aflora en el FAO, específicamente en el sector de Embalse Digua y de Coihueco, con mayor presencia en la Cordillera Principal (figura 2.1), siendo correlacionada en Argentina con la Formación Epulauquen (González y Vergara, 1962; Niemeyer y Muñoz, 1983; Muñoz y Niemeyer, 1984; Suárez y Emparan, 1997; Pesce, 1981; Zanettini, 1987). El miembro inferior volcánico, denominado Río Queuco, está integrado por tobas, brechas y de forma subordinada areniscas, conglomerados, lutitas y lavas andesíticas. Concordantemente sobre estas rocas se dispone el miembro superior sedimentario volcanoclástico Malla Malla. Se compone por areniscas, conglomerados y lutitas, en menor medida tobas, brechas, calizas y niveles carbonosos, asociados a un ambiente fluvial y lacustre somero (Muñoz y Niemeyer, 1984). Sobreyaciendo a esta unidad se dispone concordantemente la formación Trapa Trapa y en discordancia la Formación Cola de Zorro (Gajardo, 1981).

En cuanto a su edad, se tienen dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (hornblenda) en tobas al sur este del área de estudio, en territorio argentino, que aportan un rango entre 24.6 ± 1.8 - 22.8 ± 0.7 Ma (Jordan et al., 2001; Burns, 2002), mientras que Niemeyer y Muñoz (1983), mediante el método K-Ar en plagioclasa de fragmento volcánico, obtienen una edad de 14.5 ± 0.5 Ma, permitiendo definir una edad Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano para esta formación.

2.1.5. Formación Trapa Trapa (Mioceno temprano-Mioceno medio)

Secuencia volcánica que incluye andesitas, andesitas basálticas y dacitas calcoalcalinas, además de tobas y brechas localmente arenosas o conglomeráticas (Muñoz y Niemeyer, 1984). Aflora mayoritariamente en la Cordillera Principal y en Argentina (figura 2.1), donde es denominada formación Quebrada Honda y Cajón Negro (Pesce, 1981). Es asignada al intervalo de edad 18.6 ± 1.0 – 11.8 ± 2.1 Ma) por dataciones según el método K-Ar en lava andesítica (roca total y plagioclasa respectivamente, Muñoz y Niemeyer, 1984).

2.1.6. Intrusivos Miocenos (Mioceno medio-Mioceno superior)

Pequeños cuerpos intrusivos que afloran en la Cordillera Principal (figura 2.1), siendo denominados en Argentina como grupo Domuyo (Muñoz y Niemeyer, 1984; Zanettini *et al.*, 2001). Se componen de granodioritas, monzogranitos, monzodioritas, monzonitas y dioritas de biotita y hornblenda. Datos radiométricos según el método K/Ar, obtenidos a ambos lados de la frontera

chileno argentina en estas rocas, entregan un rango de edad entre 15 ± 2 y 7.79 ± 2.19 Ma (Pesce, 1981; Muñoz y Niemeyer, 1984), situándolas en el mioceno medio a superior.

2.1.7. Formación Cola de Zorro (Plioceno-Pleistoceno)

Extensa secuencia volcánica que se distribuye en la región limítrofe chileno-argentina y en las proximidades del Complejo Volcánico Nevados de Chillán (figura 2.1). Incluye varias estructuras volcánicas y rocas asociadas, principalmente basaltos y andesitas, relacionadas con estratovolcanes muy erosionados y que constituyen extensas mesetas subhorizontales que fosilizan la estructura de las rocas subyacentes (Radic, 2010). En Chile, esta unidad también recibe el nombre de Asociación Volcánica de la Precordillera Oriental (Suárez y Emparan, 1997), y en Argentina se le denomina Formación Quebrada Honda (Pesce, 1981), asignándosele una edad comprendida entre los 5 y 1 Ma (Suárez y Emparan, 1997; Folguera *et al.*, 2006).

2.1.8. Formación Mininco (Plioceno)

Ocupa el sector noroeste del área de estudio (figura 2.1). Se compone de sedimentitas lagunares y fluviales, representadas por areniscas tobáceas, limolitas y conglomerados, con intercalaciones de arcillolitas y tobas. En las areniscas, el componente volcánico es principalmente andesítico, encontrándose también ceniza en la matriz (Gajardo, 1981).

2.1.9. Depósitos glaciares y glacifluviales (Pleistoceno)

Expuestos principalmente en territorio argentino, principalmente en el área de las lagunas Epulafquen y en los sectores elevados de las sierras (figura 2.1), corresponden a depósitos glaciares de fondo, laterales y frontales, y depósitos de ríos glaciares asociados; debidos a los hielos de la última glaciación. Son acumulaciones caóticas de bloques en una matriz arenosa o arcillosa, con intercalaciones lentiformes de arena gruesa y gravas, y conglomerados polimícticos finos a gruesos con intercalaciones de arenas y limos, respectivamente (Zanettini *et al.*, 2001).

2.1.10. Formación La Montaña (Pleistoceno-Holoceno)

Corresponde principalmente a depósitos morrénicos, que afloran en el límite Valle Central-Cordillera Principal (figura 2.1), compuestos por sedimentos no consolidados de escasa compactación, arcillosos, de color rojo a pardo-rojizo, que contienen de forma caótica clastos

volcánicos y graníticos, de distinto grado de redondeamiento y diferente estado de alteración. Presenta intercalaciones de arcillas, arenas y cenizas volcánicas bien estratificadas, que se interpretan como glaciolacustres. Se dispone en discordancia erosiva sobre rocas estratificadas e intrusivas, mesozoicas y cenozoicas, y sobre los sedimentos de la Formación Mininco (Gajardo, 1981).

2.1.11 Complejo Volcánico Nevados de Chillán (Cuaternario)

Sistema estratovolcánico (figura 2.1) representado por dos centros de emisión, separados aproximadamente 6 km y alineado con una serie de conos y cráteres secundarios en dirección aproximada N140E (Dixon *et al.*, 1999; González Ferrán, 1994). Adicionalmente, depósitos volcánicos y paleocentros de emisión de la Formación Cola de Zorro se alinean N110E, definiendo así el rumbo general del antiguo estrato volcán asociado, el que se encuentra profundamente erosionado (Muñoz y Niemeyer, 1984).

2.1.12. Depósitos coluviales, aluviales y pedemontanos (Holoceno)

Depósitos recientes y actuales constituidos por gravas, arenas y limos que se distribuyen rellenando valles de ríos, arroyos, al pie de laderas y planicies pedemontanas (figura 2.1), habiendo sido transportados por cursos de aguas permanentes y temporarias (aluvios) o por acción de la gravedad (coluvios, Zanettini *et al.*, 2001).

2.1.13. Depósitos de terrazas fluviales (Holoceno)

Depósitos sedimentarios distribuidos en los valles principales, formando amplias superficies aterrazadas (figura 2.1). Están compuestos por gravas y ripios, con clastos redondeados a subredondeados de andesitas y granitos y proporciones variables de arena y limo (Campo Rojas, 2010).

2.1.14. Depósitos de valles fluviales actuales (Holoceno)

Materiales no consolidados, que incluyen gravas, ripios y arenas y forman el relleno actual de los cauces fluviales (figura 2.1).

2.2. Marco tectónico y sismotectónico

Las estructuras que comandan la distribución de unidades geológicas en la zona obedecen principalmente a la existencia de la cuenca de Cura Mallín (Radic, 2010). Originada como cuenca extensional tipo rift, durante el Oligoceno Tardío, Radic (2010) identifica tres subcuencas separadas por dos zonas de acomodación, a partir de las cuales su polaridad es alternada: los bordes activos cambian su posición de forma opuesta. Estas zonas de acomodación son subparalelas a la orientación de los complejos volcánicos Nevados de Chillán y Copahue-Callaqui, de rumbos oeste noroeste-este sureste y este noreste-oeste suroeste, respectivamente. El área de estudio (figura 2.1), se encuentra enmarcada en la subcuenca Chillán, limitada al norte por el volcán Nevados de Longaví y al sur por el complejo volcánico Nevados de Chillán. Posee geometría de cuña, con el borde activo localizado en el sector de Coihueco-Recinto y el borde pasivo en el área de las Lagunas Epulafquen (Radic, 2010).

De acuerdo a Radic (2010), la configuración estructural de la cuenca de Cura Mallín se explica por tres principales argumentos:

a) Espesor del depósito de relleno: consiste en rocas de la Formación Cura Mallín en Chile y de la Formación Epulauquen en Argentina (equivalentes), alcanzando un espesor máximo de 2500 m en el borde occidental, el que disminuye hacia el este, con 1000 m (Piesce, 1980; Zanettini *et al.*, 1987), respectivamente. b) Facies sedimentarias: el miembro superior de la Formación Cura Mallín, denominado Malla Malla, incluye facies lacustres someras, las que se ubican en el borde occidental de la subcuenca. Este tipo de rocas requieren de un exceso de espacio de acomodación en relación a la tasa de sedimentación, correlacionándose con los sectores de las cuencas que experimentan mayor subsidencia, es decir, sus bordes activos (Liambiase, 1990). c) Estructuras mayores: la fase tectónica compresiva que afectó los Andes hacia el Mioceno tardío, produjo la inversión de la cuenca de Cura Mallín, entre los 10 a 8 Ma. (Suárez y Emparan, 1995; Jordan *et al.*, 2001; Burns, 2002; Folguera *et al.*, 2006; Radic *et al.*, 2002; Melnick *et al.*, 2006b), deformando las rocas de relleno según un estilo de faja corrida y plegada de piel gruesa y de geometría doble vergente. En la zona de estudio, se presentan dos familias de estructuras con escalas diferentes. Las estructuras de mayor envergadura se localizan en el sector occidental, coincidiendo con el área de la subcuenca que experimentó mayor subsidencia. Consisten en pliegues anticlinales de propagación de falla, con vergencia al oeste y cuya dimensión es del orden de los 10 km de longitud

de onda y 60-70 km de largo. Su origen son fallas invertidas, originalmente extensionales, que constituían el borde activo de la subcuenca de Chillán (Radic, 2010).

Por otro lado, la familia de estructuras de menor escala está conformada por anticlinales subparalelos de 3 a 5 km de longitud de onda y 40-50 km de largo, de vergencia este y se ubican coincidentemente en el borde pasivo inferido de la subcuenca.

Las fallas occidentales que limitan esta subcuenca tipo hemigraben no han sido observadas, sin embargo, los antecedentes anteriormente expuestos permiten inferir su traza.

Para complementar esta sección, se incluye en el mapa, la información aportada por Chilean Active Faults (CHAF, Maldonado *et al.*, 2021), un trabajo integral que consta de un mapeo de las fallas activas y potencialmente activas de Chile continental, basado en estudios existentes, criterios geológicos y geomorfológicos y modelos de elevación digital. En total exhiben 958 trazas, de las cuales, según su actividad, 81 son fallas probadas, 589 probables y 288 posibles. Los trazos presentes en el área de estudio corresponden al último grupo.

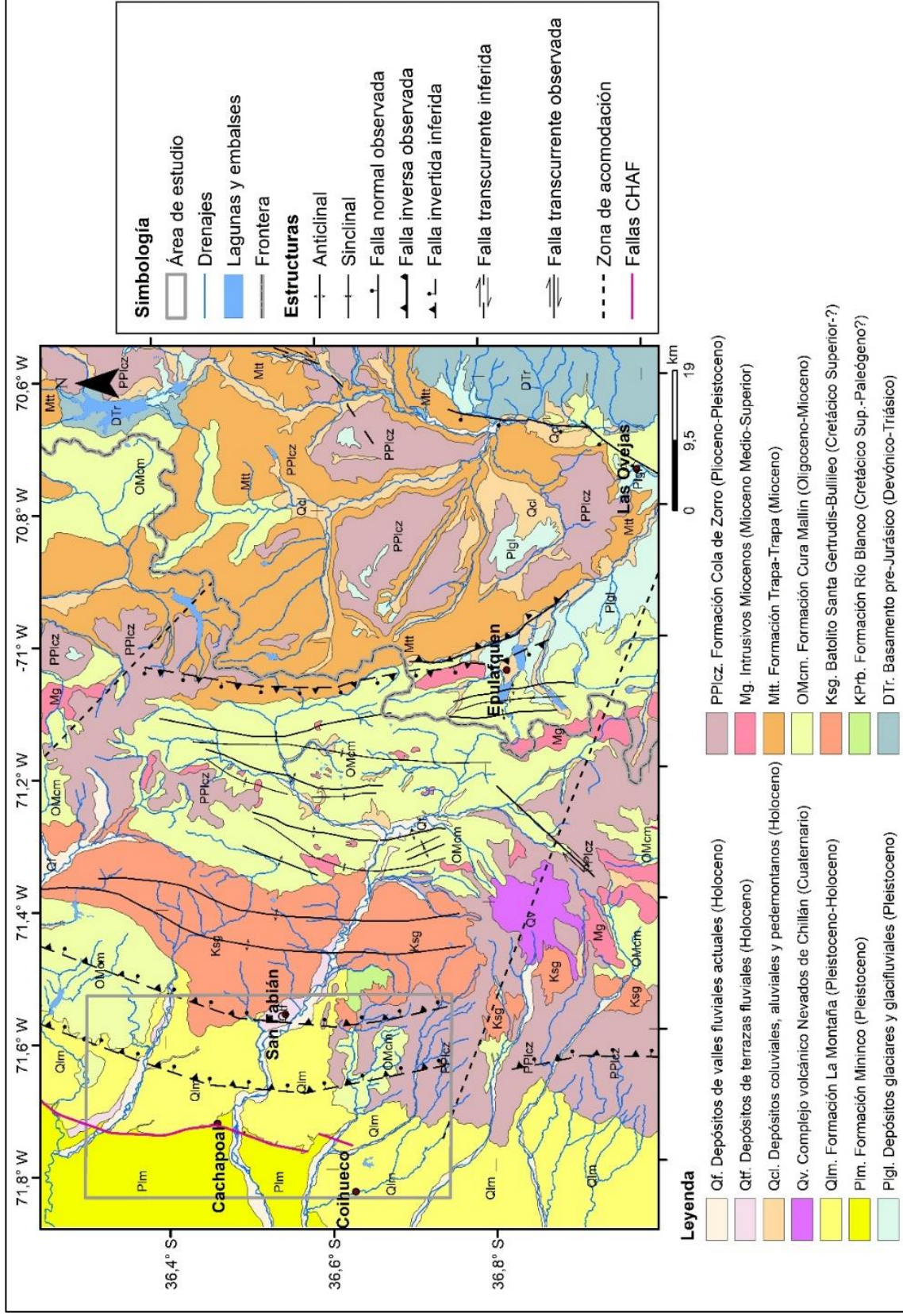


Figura 2.1. Mapa geológico del área de estudio. Modificado de Gajardo (1981); Campo-Rojas (2010); Muñoz y Niemeyer (1984); Zanettini *et al.*, (2001) y Radic, (2010). Son mapeadas también las fallas de la CHAF.

2.2.1. Sismicidad instrumental

El registro de los eventos sísmicos ocurridos en el área de estudio que afectan los primeros 40 km de corteza (figura 2.2), muestra rupturas muy superficiales en el límite norte de la subcuenca Chillán, los cuales podrían estar asociados a la actividad del volcán Nevados de Longaví.

Por otra parte, hacia el límite sur es posible apreciar cierto lineamiento de sismos que ocurren a una profundidad entre 30 y 35 km, coincidente con la dirección de lineamiento NW que sigue el Complejo Volcánico Nevados de Chillán, lo cual a su vez coincide con el rumbo de la zona de acomodación Chillán definida informalmente por Radic (2010).

Por último, es destacable la presencia de registro sísmico justamente donde se infiere la existencia de los bordes de la subcuenca Chillán (2 eventos respectivamente).

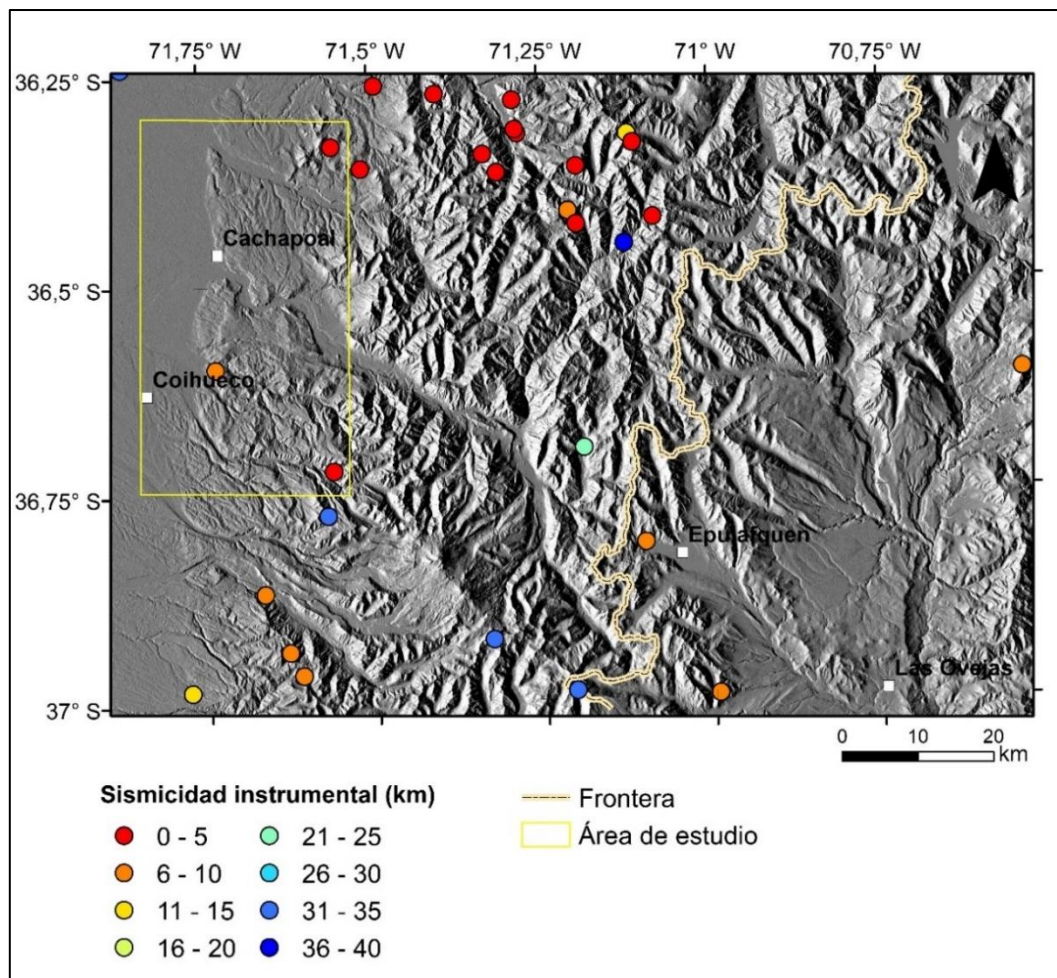


Figura 2.2. Mapa de sismicidad instrumental. Se muestra el registro de los primeros 40 km de corteza. Datos obtenidos del catálogo sísmológico del USGS.

2.3. Marco geomorfológico

A los 36°S (figura 2.3), de oeste a este el antearco consta de las siguientes unidades geomorfológicas:

- a. Cordillera de la Costa: alcanza su altura máxima en el Cerro Cayumanqui (NW de Quillón, Región del Ñuble), con 776 ms.n.m y posee alrededor de 60 km de ancho. En ella se generan drenajes que desembocan en el océano, así como también es cruzada por importantes ríos provenientes de la Cordillera Principal, como lo son el Itata y Bío-Bío
- b. Valle Central: morfoestructura llana. Ostenta un ancho que bordea los 45 km y una suave pendiente de alrededor de 0.34° que cae hacia el W, que acumula los sedimentos de los principales drenajes presentes.
- c. Precordillera: transición entre el Valle Central y la Cordillera Principal, lo que hace posible referirse a esta morfoestructura como el Frente Andino Occidental (FAO). Exhibe un desnivel de aproximadamente 100 m con respecto al Valle Central, el cual es mas o menos constante y abrupto. Su ancho aumenta de N a sur, desde 20 km a la altura de Coihueco a 40 km en el sector de Yungay. Su topografía es redondeada, con abundantes suaves valles secos y unos pocos valles sinuosos y profundos (80-100 m) con ríos pequeños permanentes. La altitud varía entre 200 y 800 msn.m. Se muestra regularmente interrumpida por una serie de ríos transversales provenientes de los Andes que fluyen hacia los sectores más bajos del Valle Central (Langohr, 1971)
- d. Cordillera Principal: en esta latitud, hacia el sector chileno, sus cumbres alcanzan los 2000-2500 ms.n.m., con la excepción del complejo volcánico Nevados de Chillán, que llega a los 3100 ms.n.m.; mientras que en territorio argentino se tiene un par de alturas ligeramente por sobre los 2800 ms.n.m.

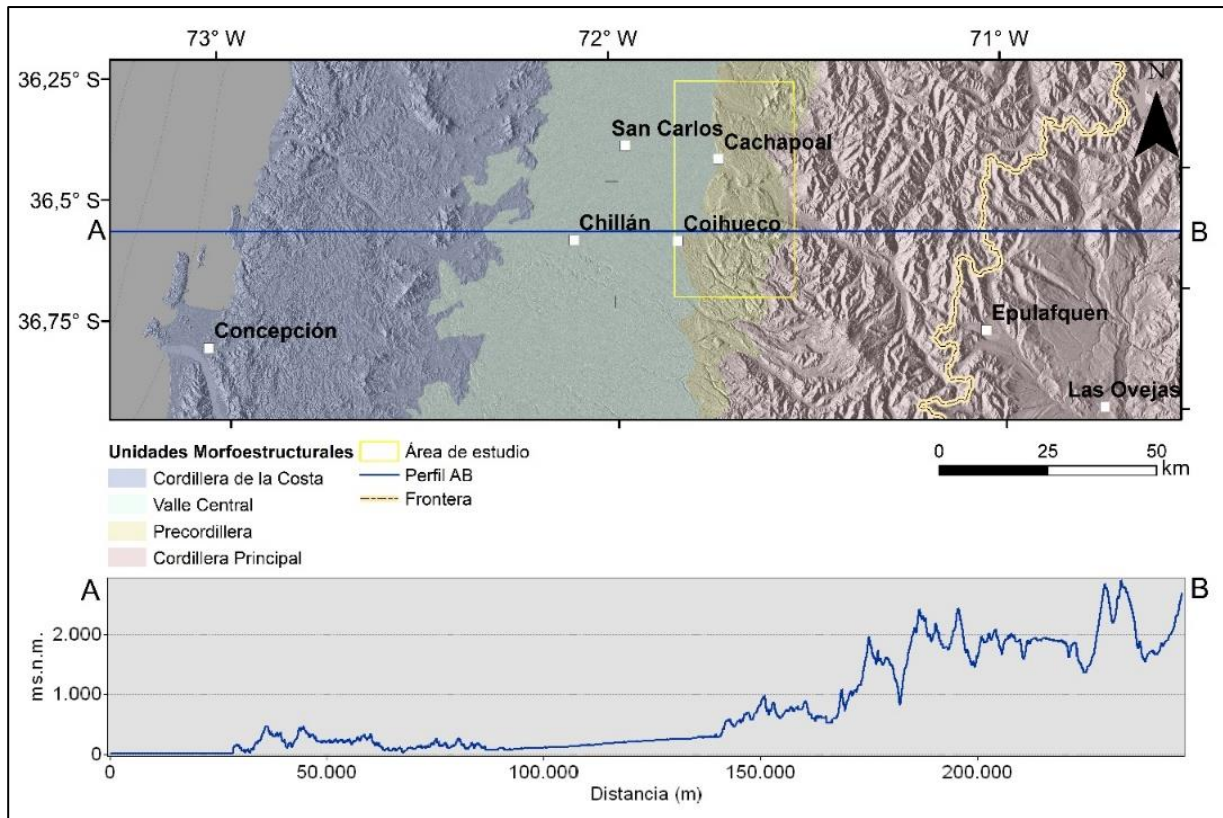


Figura 2.3. Mapa geomorfológico general y respectivo perfil topográfico del área de estudio.

3. METODOLOGÍAS

3.1. Análisis de imágenes satelitales Copernicus en Google Earth

Se utilizó un mosaico de 11 imágenes satelitales, cada una con una resolución que oscila entre los 8257 a 17089 por 3379 a 26639 píxeles, lo que corresponde a 8 a 16.4 por 3.17 a 25.73 km. Todas ellas fueron descargadas a través de la plataforma Sas Planet, y luego procesadas en ArcGis 10.6, abarcando así el área de estudio de 27.445 x 49.549 km. La figura 3.1 ejemplifica la construcción del mosaico.

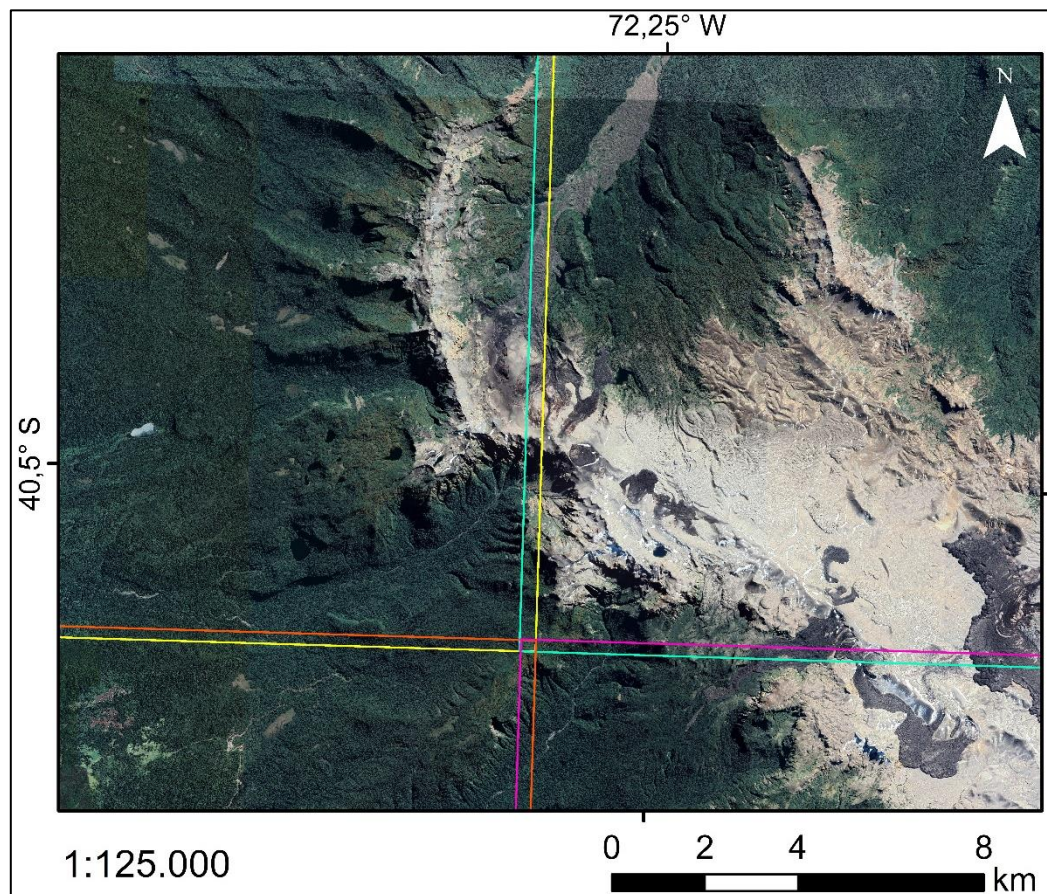


Figura 3.1. Ejemplo de construcción de mosaico de imágenes Copernicus. Se muestran los bordes de las respectivas imágenes que componen el mosaico.

Posteriormente, con apoyo del mapa geológico generado a partir de la información compilada en la revisión bibliográfica (figura 2.1), se procedió a mapear, sobre el mosaico base, las unidades geomorfológicas del sector.

Lo siguiente correspondió al mapeo de lineamientos asociados al frente montañoso. Para llevar a cabo esta etapa, se mapearon los puntos de inflexión, marcándolos con criterio visual según indicaban los perfiles de elevación de Google Earth (ejemplo en figura 3.2), para luego emplearlos en ArcGis y mediante la unión coherente de estos puntos generar un mapa lineamientos, mapeando además las zonas de escarpe asociadas a ellos. Se utiliza el concepto “zona de escarpe” debido a que, en vista en planta, las pendientes asociadas abarcan superficies considerables y, por lo tanto, al representarlas con un achurado en el mapa, se obtiene un resultado más realista en el mapeo de este rasgo.

Posteriormente, se mapearon los drenajes más importantes aparentemente activos, según lo que se observa en las imágenes Copernicus. Para llevar a cabo el análisis descriptivo y cuantitativo de la red, se consideraron los parámetros de longitud, ancho de valle principal, profundidad de incisión, y orientación aproximada. En particular, para medir la profundidad de incisión, se realizaron perfiles transversales que abarcaran la totalidad del largo del área de estudio, de manera de hacer posible la identificación de las divisorias de agua y así realizar las mediciones correspondientes.

Luego, de manera más focalizada, esta vez prescindiendo del apoyo del mapa geológico, se siguió con el mapeo de terrazas fluvioaluviales en los valles de los ríos Perquilauquén (sector norte) y Ñuble (centro). Para tal efecto, se procedió a realizar perfiles topográficos transversales, junto con el empleo de la vista 3D (herramienta ‘exageración de la elevación’) que ofrece Google Earth.

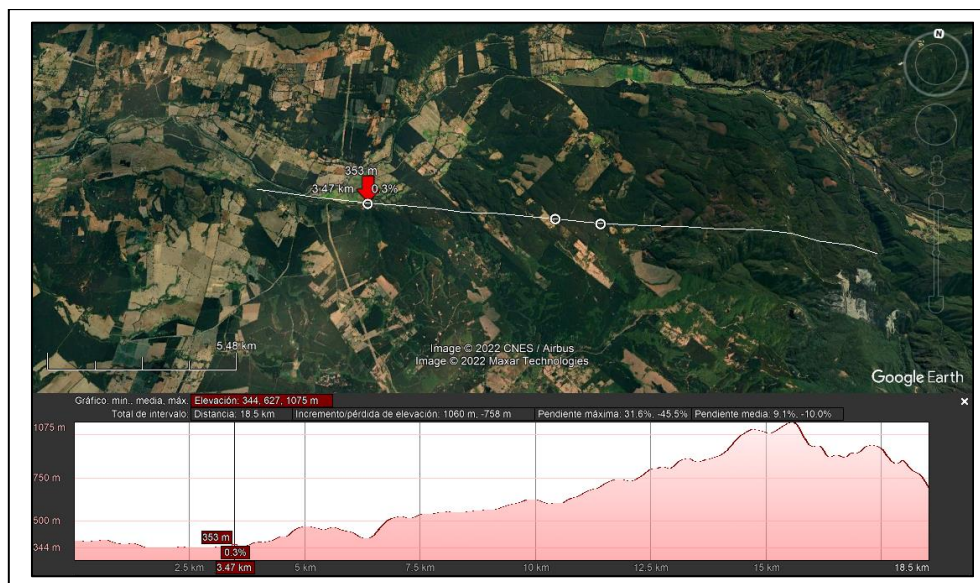


Figura 3.2. Ejemplo de mapeo de puntos de inflexión usando Google Earth.

3.2. Análisis de topografía digital

Este método aporta a representar, de manera más detallada y completa, la geomorfología del área. Para eso, se usa un DTM LiDAR de 5 m, facilitado por el proyecto CYCLO, y se generan, a partir del mismo, un relieve sombreado, un mapa de pendientes, y un mapa de rugosidad. Cabe señalar que dicho DTM no cubre la totalidad del área de estudio, por lo que se completó con un DTM ALOS PALSAR de 12.5 m, descargado desde la página eartgexplorer.usgs.gov (Figura 3.3.). El uso de este último DTM, sin embargo, fue desestimado tanto para el mapa de pendientes, como para el mapa de rugosidad, debido a las incoherencias generadas a la hora de unificar los resultados de ambos modelos.

3.2.1 Mapa de relieve sombreado, mapa de pendientes y mapa de rugosidad

Se les aplicó a los DTM respectivos una paleta de colores según su elevación para así resaltar los valores de este parámetro, luego, utilizando la herramienta ‘*hillshade*’, se generó un RASTER de relieve sombreado, estableciendo 270° de azimuth, 35° de inclinación de luz y 40% de transparencia, el cual se sobrepuso al DTM principal.

El mapa de elevaciones superpuesto al relieve sombreado permite refinar la separación roca-depósito hecha con el método 3.1, y así definir unidades geomorfológicas, así como también realizar una primera definición de lineamientos y zonas de escarpe, y delimitar las terrazas fluviales mediante el seguimiento de sus *risers*.

Lo siguiente, fue generar un mapa de pendientes a partir del DEM LiDAR 5 m, lo cual se ejecutó utilizando la herramienta ‘*slope*’ en la plataforma ArcGIS, considerándose los valores de quiebre 2, 3, 5, 8, 15, 25, 50 y 75°.

Para continuar con el análisis del DTM, se mapeó el parámetro de rugosidad del terreno, que es un índice geomorfológico que permite definir aquellas áreas donde se concentran más cambios abruptos de pendiente, proporcionando información adicional para la delimitación de rasgos de interés. Matemáticamente, su valor va de 0 a 1 y se define como la desviación estándar de la topografía de un área dada:

$$Rugosidad = \frac{Media\ topográfica - Máximo\ topográfico}{Máximo\ topográfico - Mínimo\ topográfico} \quad (1)$$

Con la herramienta ‘*Focal Statistics*’ en ArcGis, y a partir del DEM LiDAR 5m, se generaron rasters de cada uno de los factores de la ecuación (1), para luego ser procesados con la herramienta ‘*Raster Calculator*’, obteniendo así el mapa de rugosidad. Con el fin de clarificar la distinción de rasgos, se probaron distintas áreas de cálculo, de 3x3, 10x10, 20x20, y 50x50 celdas. Finalmente, se clasificó los valores en tres clases: un valor bajo, de 0 a 0.4, medio, de 0.4 a 0.5 y elevado de 0.5 a 1.0.

De esta manera, los mapas de pendientes y rugosidad facilitan la identificación lineamientos y refinan el mapeo de zonas de escarpe. Así, con el objetivo de visualizar de manera práctica la información recabada con la metodología recién expuesta, se elaboró un mapa geomorfológico, incluyendo entonces, de forma integrada, los aportes de los mapas de relieve sombreado, pendientes y rugosidad.

Finalmente, de un modo más específico y por separado, se mapearon las distintas terrazas fluvioaluviales en los valles actuales de los ríos, Perquilauquén y Ñuble. Para ello se siguieron los *risers* de las terrazas según su identificación en los mapas de relieve sombreado, pendientes y rugosidad. En este punto es necesario aclarar que no se utilizaron perfiles transversales para este fin.

3.2.2. Análisis de la red de drenajes

Se extrajo la red de drenajes presente en el área de estudio, de forma automática, tanto para el DTM de 5 m, como para el de 12.5 m, según la secuencia de las herramientas del software ArcGis: ‘*Fill*’ - ‘*Flow Direction*’ - ‘*Flow Accumulation*’ - ‘*Con*’ (donde se consideraron valores de acumulación sobre 70000 celdas para el DTM de 5 m y sobre 15000 celdas para el de 12.5 m) - ‘*Stream Link*’ - ‘*Stream Order*’ (según ordenes de Strahler, 1952) - ‘*Stream to Feature*’; para que en base al patrón de la red extraída, sea posible mejorar el mapeo de roca-depósito y además de buscar *knick points* mediante la generación de perfiles topográficos longitudinales en los drenajes principales (ríos activos). Esto último con el fin de aportar nuevas luces al mapeo de lineamientos.

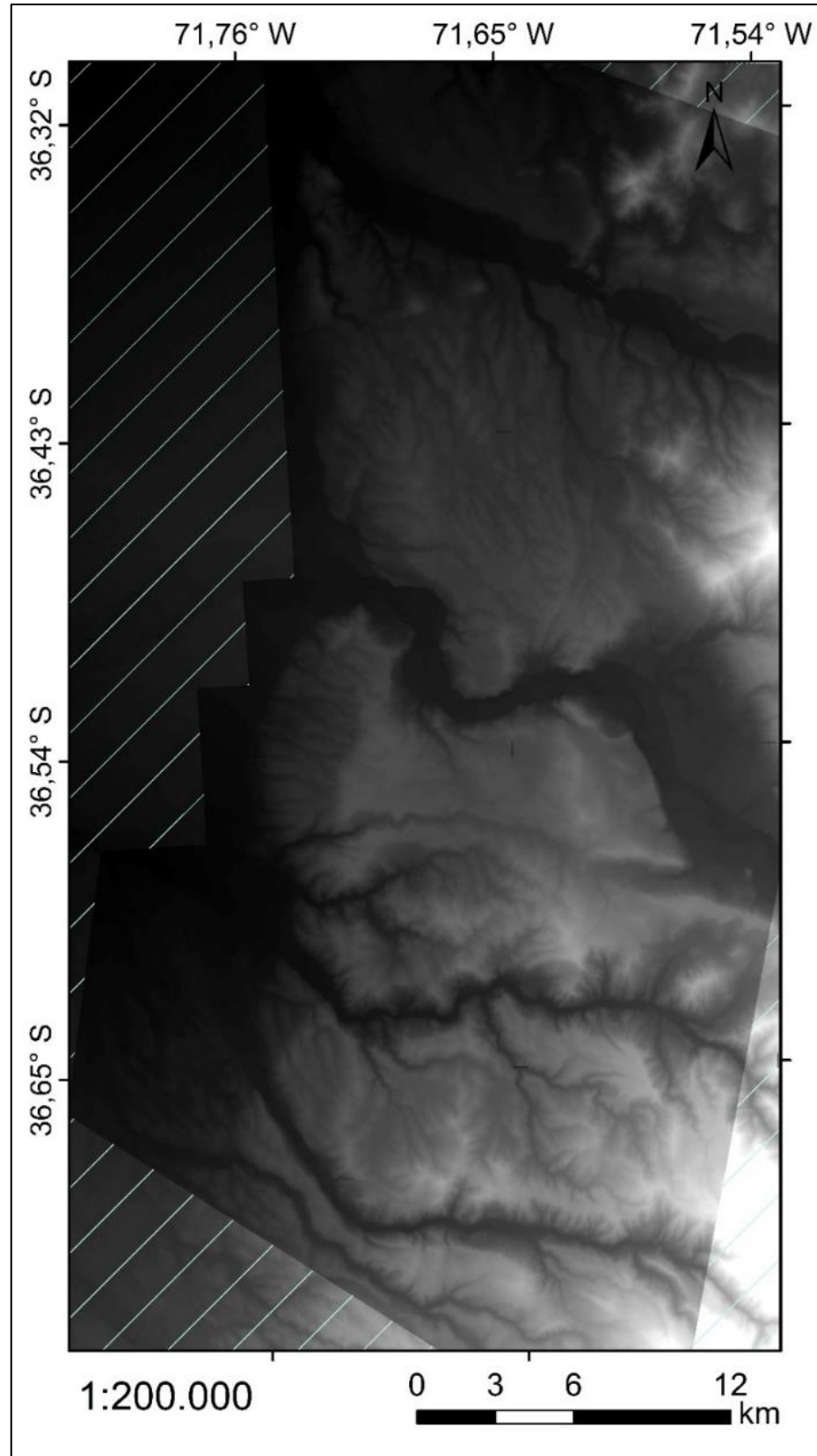


Figura 3.3. DTM 5 m LiDAR. En achurado DTM 12 m ALOS PALSAR.

4. RESULTADOS

4.1 Análisis de imágenes satelitales Copernicus usando GE

A continuación, en base a la observación de imágenes satelitales Copernicus en Google Earth (figura 4.1), se presentan y describen los elementos geomorfológicos de primer orden del área.

4.1.1. Unidades geomorfológicas de primer orden

En esta sección, se presentan mapas para representar elementos geomorfológicos de primer orden de la zona de estudio, utilizando la plataforma Google Earth. En primer lugar, y a modo de definición, se tiene la unidad Superficies Fluvioaluviales Recientes, que ocurre hacia la porción occidental del área, la unidad Superficies Fluvioaluviales Antiguas, que se distribuye hacia el centro, mientras que la Precordillera al este (figura 4.2).

En cuanto a su geometría, las tres unidades poseen una orientación aproximadamente norte-sur, que cambia a noreste-suroeste en el sector sur (figura 4.2). La unidad Superficies Fluvioaluviales Recientes exhibe alturas entre los 190 a 280 ms.n.m. en el norte del área de estudio, hacia el centro varía entre los 240 y los 250 ms.n.m., mientras que hacia el sur estos valores son aproximadamente entre los 270 y los 390 ms.n.m. La unidad Superficies Fluvioaluviales Antiguas es aquella de mayor interés en este estudio y sus alturas van entre los 250 a los 430 ms.n.m. hacia el norte, 480 a 620 ms.n.m en el centro y en la zona sur alrededor de entre 490 a 600 ms.n.m. En cuanto a la unidad Precordillera, posee alturas que van desde los 300 a los 890 ms.n.m. en el norte, 580 a 1070 en el centro y 530 a 1560 al sur del área de estudio.

Según este mapeo, la unidad Superficies Fluvialuviales Antiguas, hacia el extremo norte posee una extensión este-oeste de unos 8 km, alcanzando su máximo en los sectores de los ríos Perquilauquén y Ñuble, con 20 km aproximadamente y disminuyendo al sur a un mínimo de 3 km, finalizando con unos 8 km al extremo sur del área de estudio (figura 4.2).

4.1.2. Lineamientos

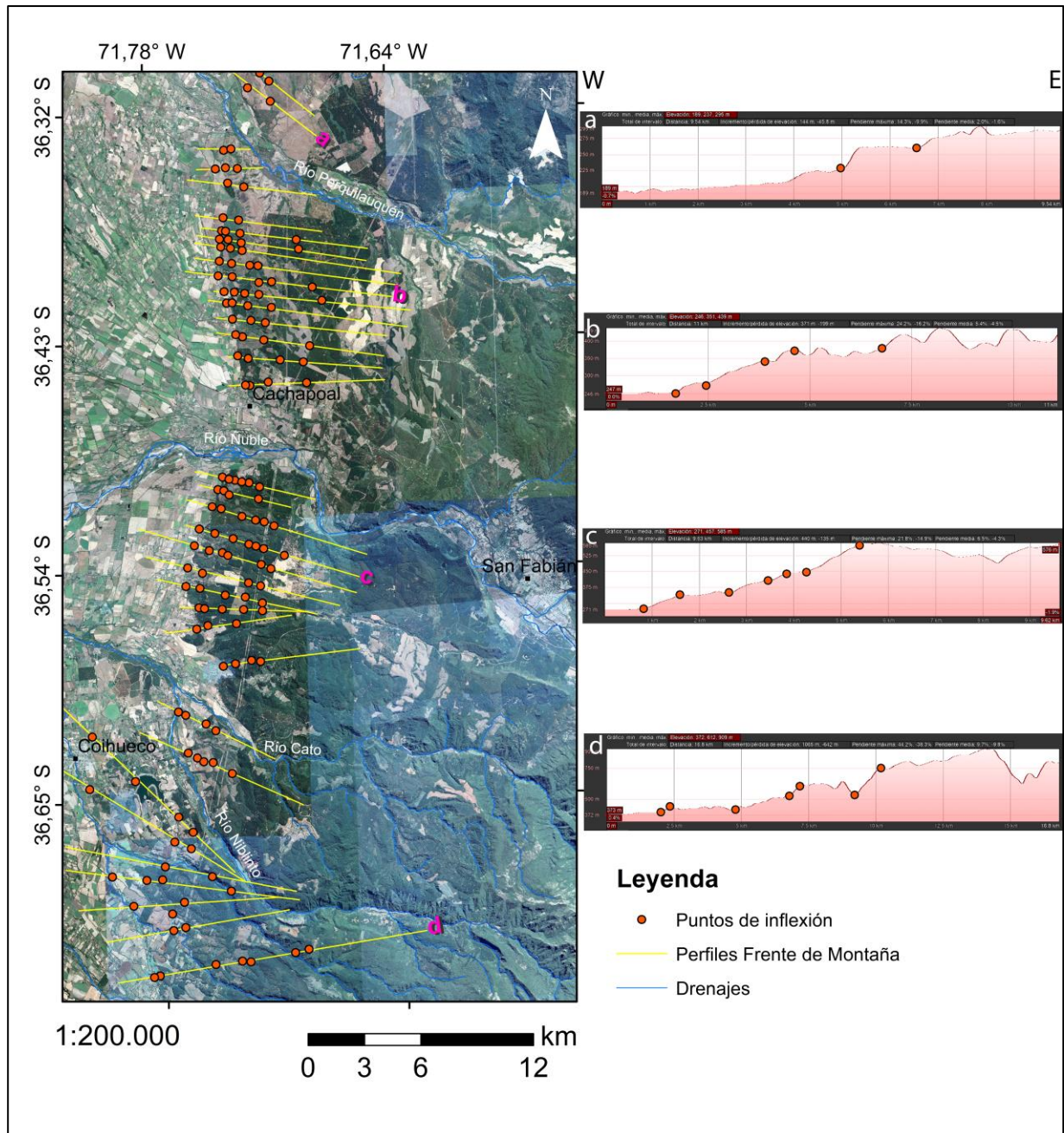
Del mapeo de puntos de inflexión (figura 4.1) y su unión coherente según criterio visual, y siguiendo la topografía, se obtuvo un mapa de lineamientos representativos del escarpe del Frente Andino Occidental del área de Cachapoal (Figura 4.2). De este mapa se desprende que:

De forma general, la transición entre el Valle Central y la Precordillera, no es uniforme a lo largo del área de estudio, distinguiéndose 3 segmentos.

En el tramo sur el límite entre la unidad Superficies Fluvioaluviales Recientes y la unidad Superficies Fluvialuviales Antiguas está marcado por un lineamiento nornoroeste-sursureste, mientras que los lineamientos asociados a escarpes son curvilíneos y se encuentran al este del límite. Estos últimos se muestran en primer lugar, hacia el sur de este segmento, como un escarpe curvilíneo cuyo rumbo va variando de nornoroeste-sursuroeste a norte-sur, con alturas que oscilan los 40 a 120 m aproximadamente, para luego hacia el norte, encontrarse dos escarpes paralelos que muestran una orientación noreste-suroeste, que se separan por 1 km uno del otro. Aquel más occidental ostenta alturas entre los 60 y los 90 m, y por su parte el escarpe de más al este entre los 120 y los 150 m.

En el centro en cambio, se tiene que el límite entre las unidades geomorfológicas antes mencionadas está marcado por lineamientos relativamente rectilíneos, que además conforman escarpes subparalelos, distanciados uno del otro alrededor de entre 1 a 3 km. Estos se observan con un rumbo aproximado norte-sur, y sus alturas varían entre 40 y 80 m en escarpe occidental y de 70 a 140 m en el oriental.

Por el norte, lo que se tiene es una situación similar a la del centro: un límite entre las unidades Superficies Fluvioaluviales Recientes y Superficies Fluvioaluviales Antiguas marcado por lineamientos más bien rectilíneos asociados a dos escarpes subparalelos. Estos tienen orientación nornoroeste-sursureste, separados por 1 a 2 km y alturas que van de los 20 a los 50 m en escarpe oeste y de 60 a 130 m en el escarpe este.



El escarpe no representa una superficie ni límite único, sino que se tienen al menos dos escalones, lo cual se observa más claramente en el segmento central, donde además se encuentran más distanciados un escarpe de otro (figura 4.2).

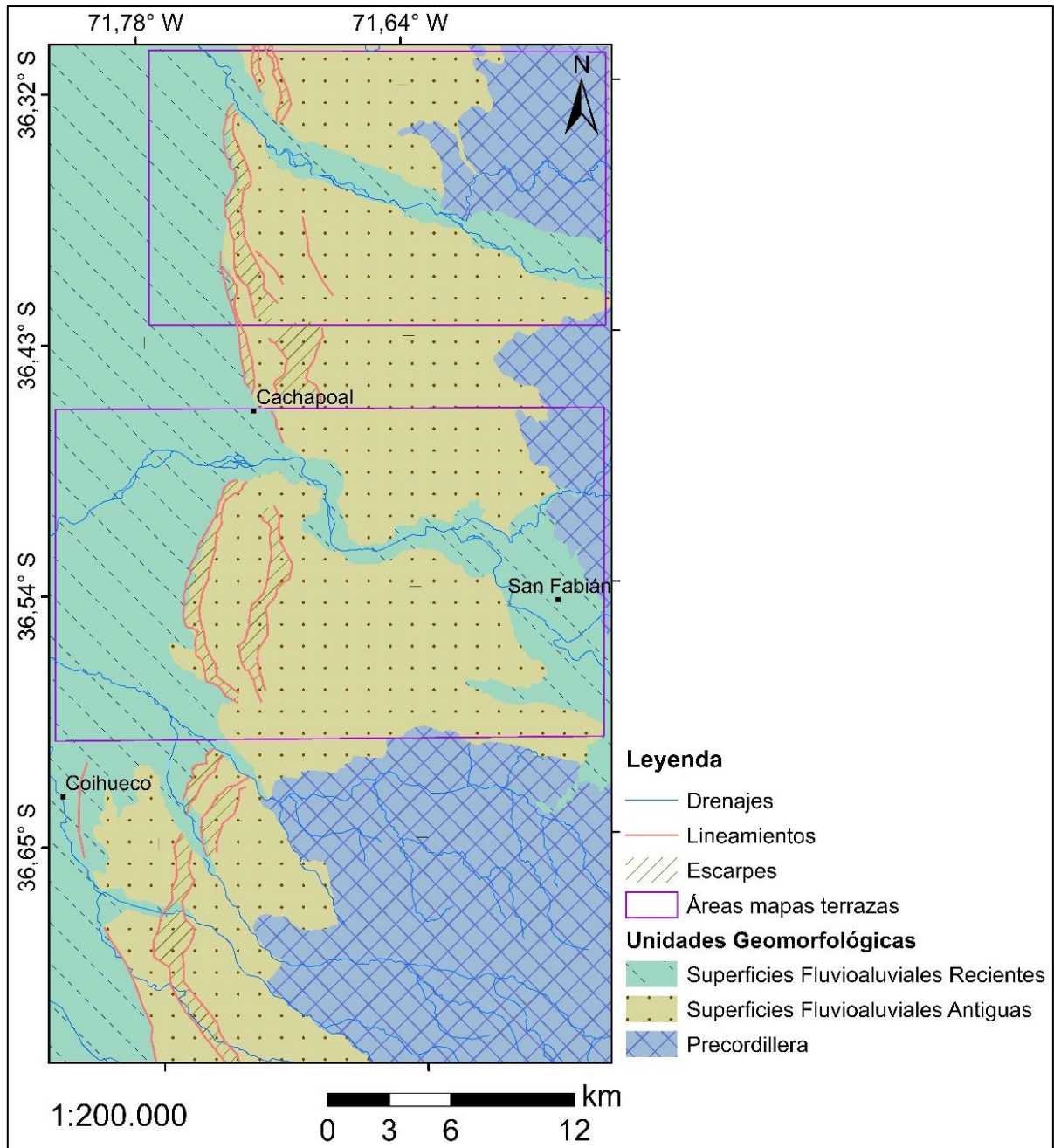


Figura 4.2. Mapa geomorfológico generado a partir de imágenes satelitales y Google Earth.

4.1.3. Red de drenajes

La red de drenajes presente en el área se caracteriza, de norte a sur, por la presencia de los ríos Perquilauquén, Ñuble, Cato y Niblinto. El primero se extiende por unos 28 km de largo en el área, y entre 3.75 km (Precordillera) y 2 km (Superficies Fluvioaluviales Antiguas) de ancho, con un rumbo oeste-noroeste. En cuanto a la profundidad de incisión medidas, se tienen aproximadamente entre 640 y 320 m a la altura de la Precordillera, 280 y 230 m en la sección correspondiente a las Superficies Fluvioaluviales Antiguas, y 110 m en su llegada a las Superficies Fluvioaluviales Recientes del Valle Central (Figura 4.3).

El río Ñuble por su parte, tiene unos 40 km de largo en el área de estudio, con anchos que van de los 5.7 km en el sector de San Fabián, pasando por 6.4 km, para luego angostarse a menos de 2 km y por último, se observa un ancho de 4.2 km hacia el límite con las Superficies Fluvialuviales Recientes del Valle Central. El curso de este drenaje en el área de estudio presenta una sinuosidad que se caracteriza, de este a oeste, por aproximadamente 12 km de orientación noroeste-sureste, seguido de 8 km este-oeste, para luego cambiar a unos 5 km de orientación norte-sur y finalmente se observa por 15 km con un rumbo este noreste-oeste suroeste. Respecto a su profundidad, en la Precordillera, alcanza 550 m y a la altura de las Superficies Fluvioaluviales antiguas, oscila entre los 220 a 110 m hacia el límite con la unidad geomorfológica más reciente (Figura 4.3).

Al sur se encuentra el río Cato, que tiene una longitud de 37 km en el área, un ancho de 2.7 km en dirección hacia su cabecera, alcanzando 3.7 km en su sección media, para luego 1.62 km al llegar al Valle Central; una profundidad de incisión que varía entre los 760 m hacia el este a 120 m en el oeste (Figura 4.3), y una orientación rumbo oeste noroeste - este sureste.

Por último, hacia el extremo sur del área, fluye con dirección noroeste-sureste, el río Niblinto, que posee un largo de 32 km aproximadamente; con anchos cuyos valores corresponden a unos 2.6 km en su sección oriental, disminuyendo a 1.7 km en su porción media, para luego aumentar a 1.9 km en el área de la confluencia con el río Cato. Los valores de profundidad de este drenaje son de aproximadamente entre 590 y 670 m en su extremo este, pasando luego entre 500 y 300 m al centro de su recorrido, para disminuir a 150 m en su exutorio (Figura 4.3).

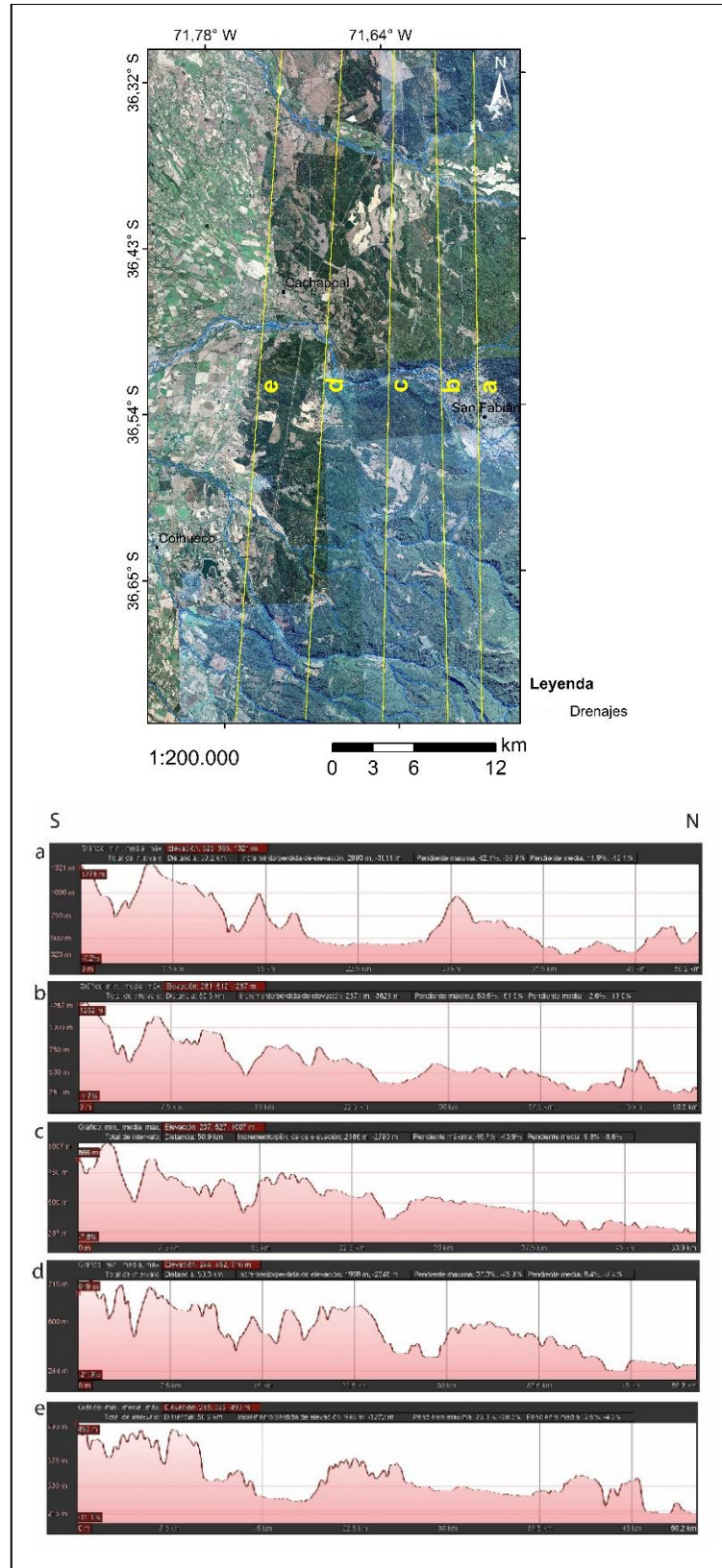


Figura 4.3. Trazado de perfiles transversales a los drenajes principales.

4.1.4. Mapas de terrazas fluvioaluviales

La figura 4.4 corresponde al mapa de terrazas fluvioaluviales del río Perquilauquén. Este drenaje fluye con una dirección oeste noroeste-este sureste y las diferentes superficies circunscritas en su valle no se extienden a más de 2 km del cauce principal, siguiendo una orientación paralela a él y siendo posible percatarse de al menos 5 de ellas, las cuales se asume que corresponden a edades diferentes (q0 a q4). Cabe señalar que, a su llegada al valle central, los depósitos del río aumentan su extensión areal, lo que, sumado a la alta densidad de intervención antropogénica, dificulta la distinción terrazas.

En específico q4 y q3, las más antiguas y, por lo tanto, elevadas, aparecen en el flanco norte del valle del drenaje, ambas fácilmente distinguibles. La superficie q2 es más difícil de notar, apareciendo en franjas de entre 300 y 1000 m de ancho. Luego, q1 aparece de manera más extendida y notoria, siendo posible apreciar estos depósitos en la mayor parte de la extensión del drenaje en el área de estudio. Mientras que q0, es decir aquella superficie que representa el estado actual del río, es bastante acotada, lo que indica que el drenaje está encajonado y/o con pocos cambios en su curso y caudal.

En cuanto al río Ñuble (Figura 4.5), es posible identificar 4 superficies fluvioaluviales, que siguen de forma subparalela el transcurso del drenaje, resaltando inmediatamente el sector de San Fabián, donde el río posee un rumbo nornoroeste-sursureste y tanto al norte como sur se observan llanuras que se extienden fuera de la forma del valle, asociadas muy probablemente a los afluentes presentes en ese sector.

La superficie q3 es la terraza de mayor anchura, alcanzando poco más de 3 km en el sector de San Fabián. La superficie q2 es discontinua, pero notoria, ya que aparece con anchos de hasta alrededor de 1 km y en el sector este del área de estudio se extiende hacia el oeste por unos 5 km, siguiendo un antiguo afluente. La superficie q1 se observa en todo el drenaje a lo largo del área de estudio y en el sector este alcanza aproximadamente 2 km de ancho. Por último, la superficie más joven, q0, está presente de manera interrumpida y no supera los 300 m de ancho.

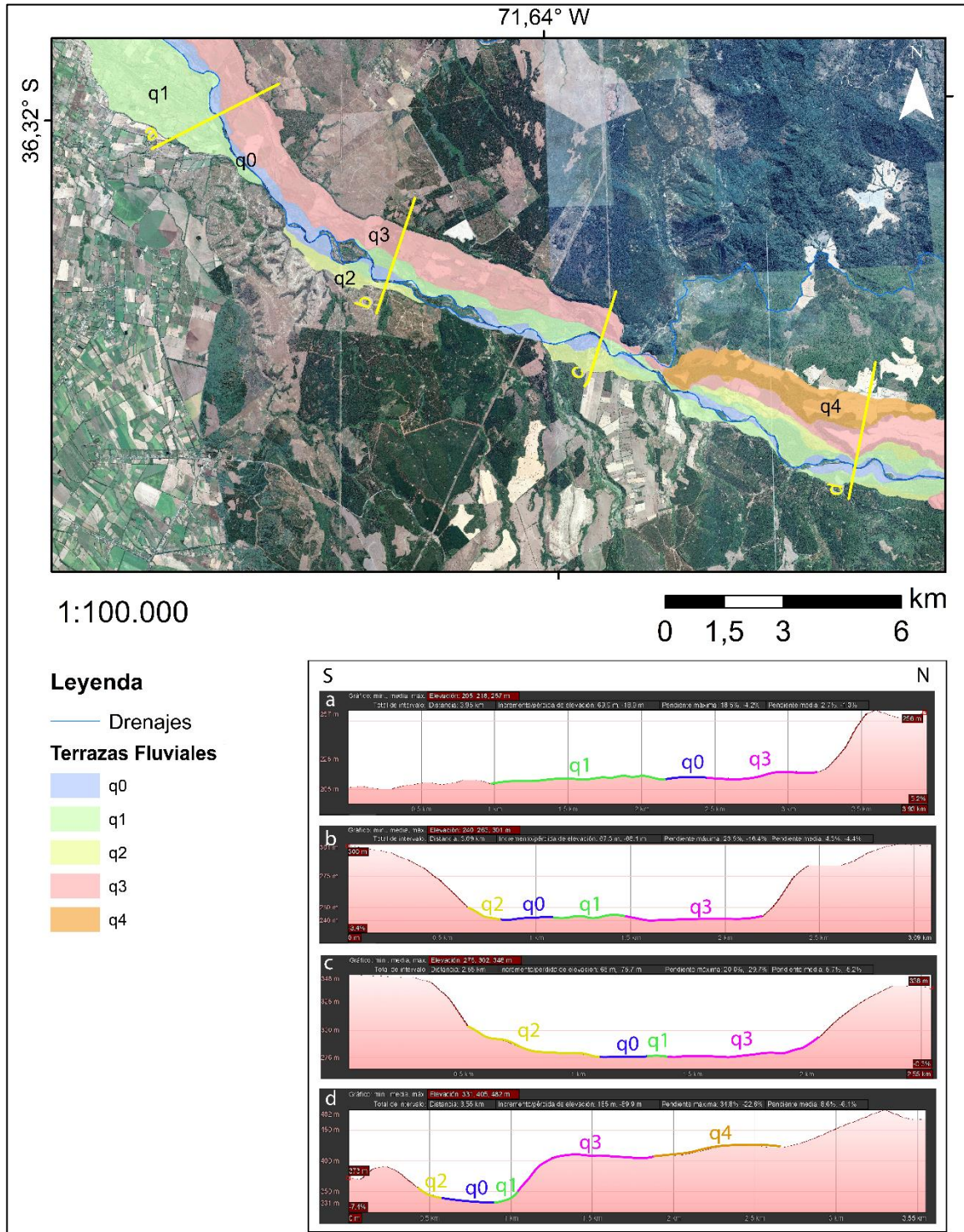


Figura 4.4. Mapa de terrazas fluvioaluviales del río Perquilauquén.

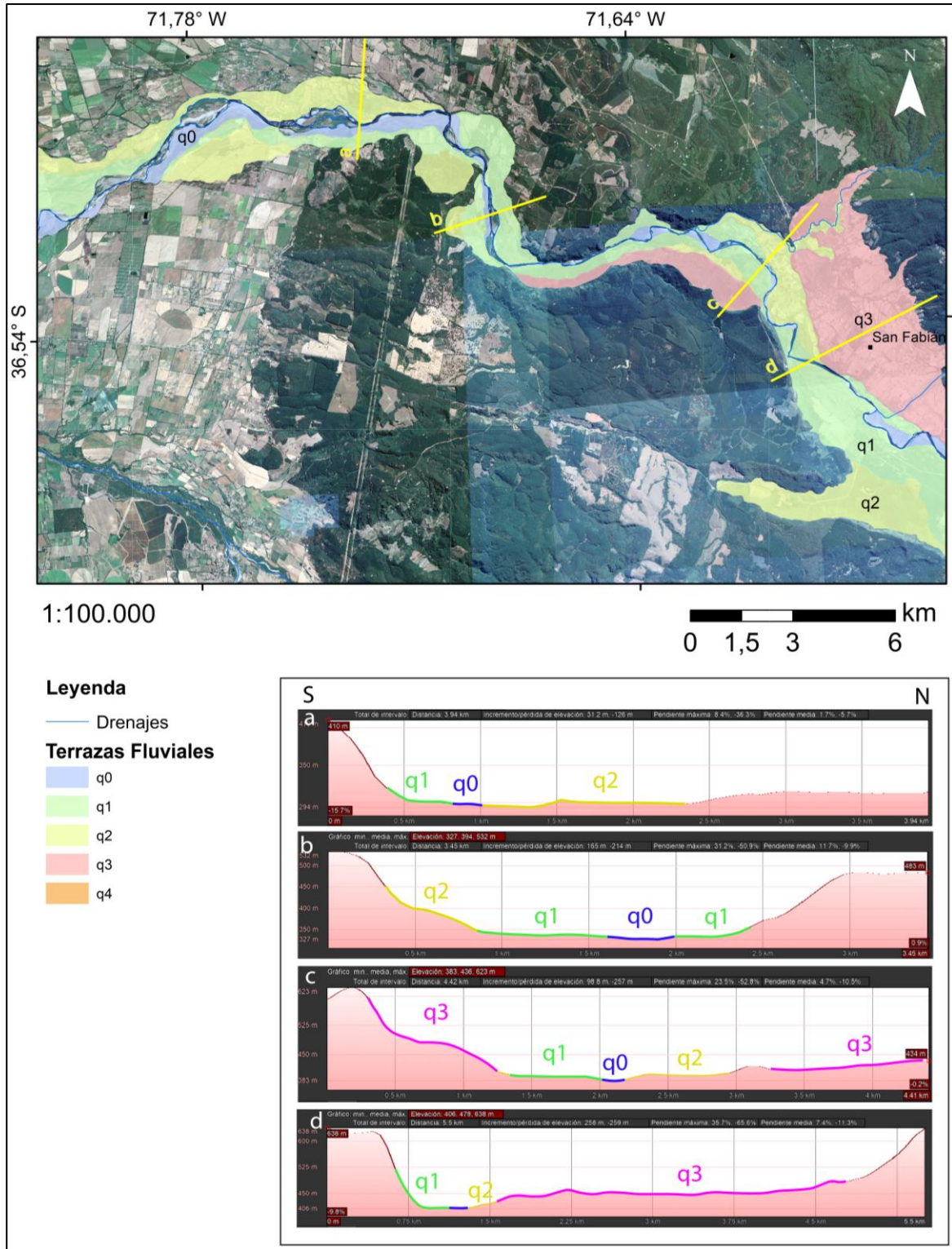


Figura 4.5. Mapa de terrazas fluvioaluviales del río Ñuble.

4.2. Análisis de topografía digital

4.2.1. Análisis de mapa de relieve sombreado, mapa de pendientes y mapa de rugosidad

El mapa de relieve sombreado superpuesto a la escala de elevaciones (figura 4.6), expone una altura máxima de 1744.16 ms.n.m.y una mínima de 184 ms.n.m.para el DTM LiDAR, y 1685 y 197 ms.n.m. para el DTM ALOS PALSAR. Lo siguiente a indicar, es la distribución de elevaciones en el área, donde, como es de esperar en este sector del antearco, en general las menores alturas se observan hacia el oeste y en los valles de los drenajes, y aumentan hacia el este. Sin embargo, lo más notorio es la concentración de los mayores valores de elevación hacia el sur del área de estudio, específicamente al sur del río Ñuble, donde es posible percatarse, según las sombras, que se tienen varias cumbres de pequeños cerros que se adentran hacia el oeste. Valores elevados de altura se encuentran también entre los ríos Ñuble y Perquilauquén, más bien marginados hacia el límite oriental del área de estudio, los cuales disminuyen a elevaciones intermedias, pero con un relativamente importante contraste de sombras hacia el oeste. Luego, a una longitud similar, pero al norte del río Perquilauquén, el relieve sombreado expone la presencia de crestas de elevación intermedia a elevada en el relieve, que resalta entre valores intermedio-bajos, de escaso sombreado, mostrando un relieve más suave, el cual predomina en el sector centro del extremo norte.

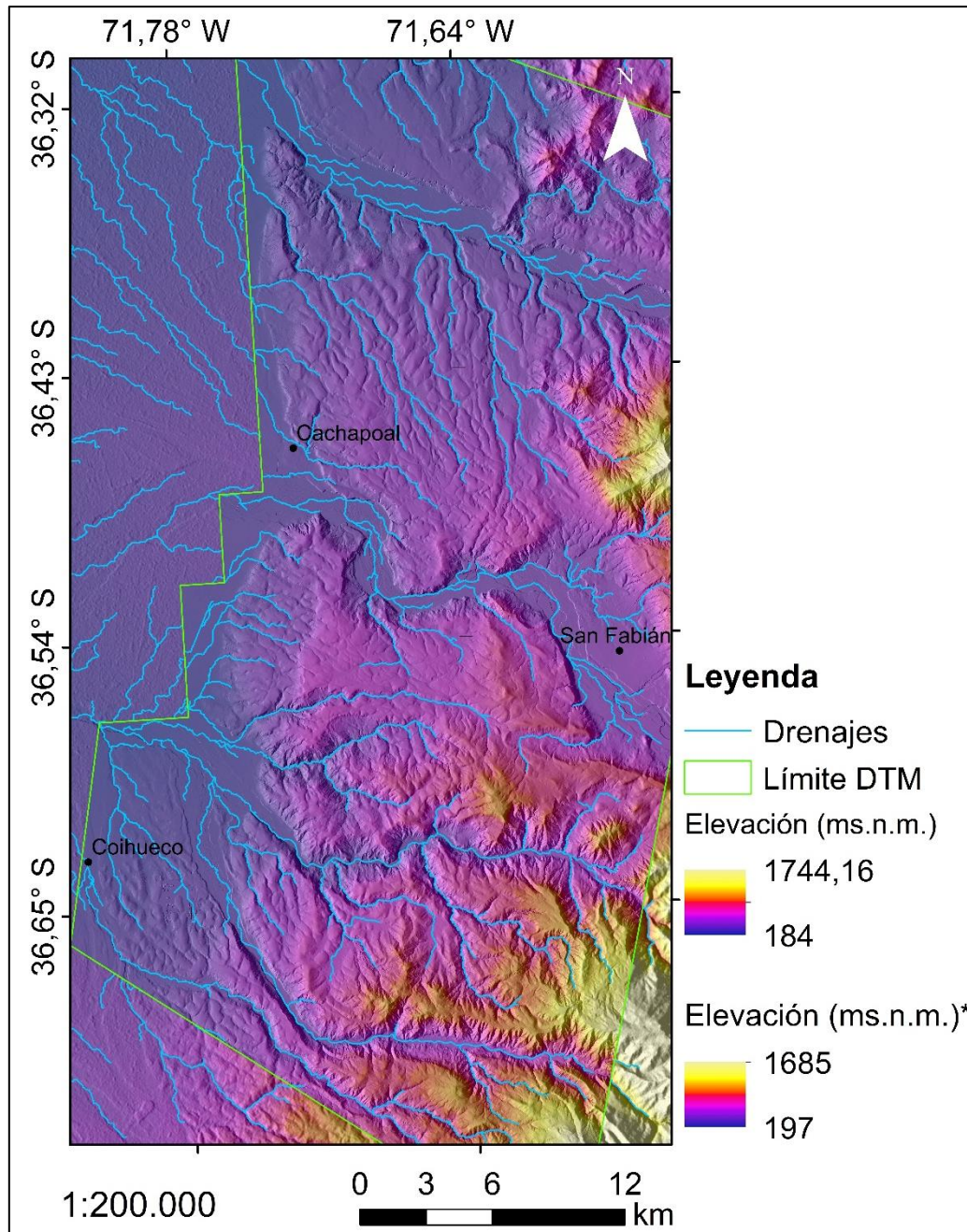


Figura 4.6. Relieve sombreado y mapa de elevaciones. Se muestran, además, la red de drenajes extraída en ArcGis y en verde, la extensión que cubre el DTM 5 m. La escala de elevación con * es aquella del DTM ALOS PALSAR 12.5 m.

El mapa de pendientes (figura 4.7) arroja los valores más bajos de este parámetro, vale decir, entre 0 y 4°, en los fondos de los valles de los drenajes y a lo largo del valle central. Aquella unidad definida como Superficies Fluvioaluviales Antiguas (figura 4.12), muestra valores intermedios de pendiente y se asocian así mismo, a elevaciones medias. Lo siguiente, como es de esperar, es que se tengan mayores pendientes en el sector montañoso, en lo que corresponde a la unidad

Precordillera (figura 4.12). Aquí es necesario recalcar la observación de este tipo de relieve, según lo indican tanto el mapa de pendientes como el relieve sombreado, en tres secciones: al sur del río Ñuble, abarcando desde prácticamente el Valle Central, hasta el borde de más al este; en la porción oriental entre los ríos Ñuble y Perquillauquén, y al noreste de este último. Cabe señalar la presencia de fuertes pendientes en las paredes de los valles de los drenajes, especialmente en el sector sur, mostrando cierto grado de encajonado en estos.

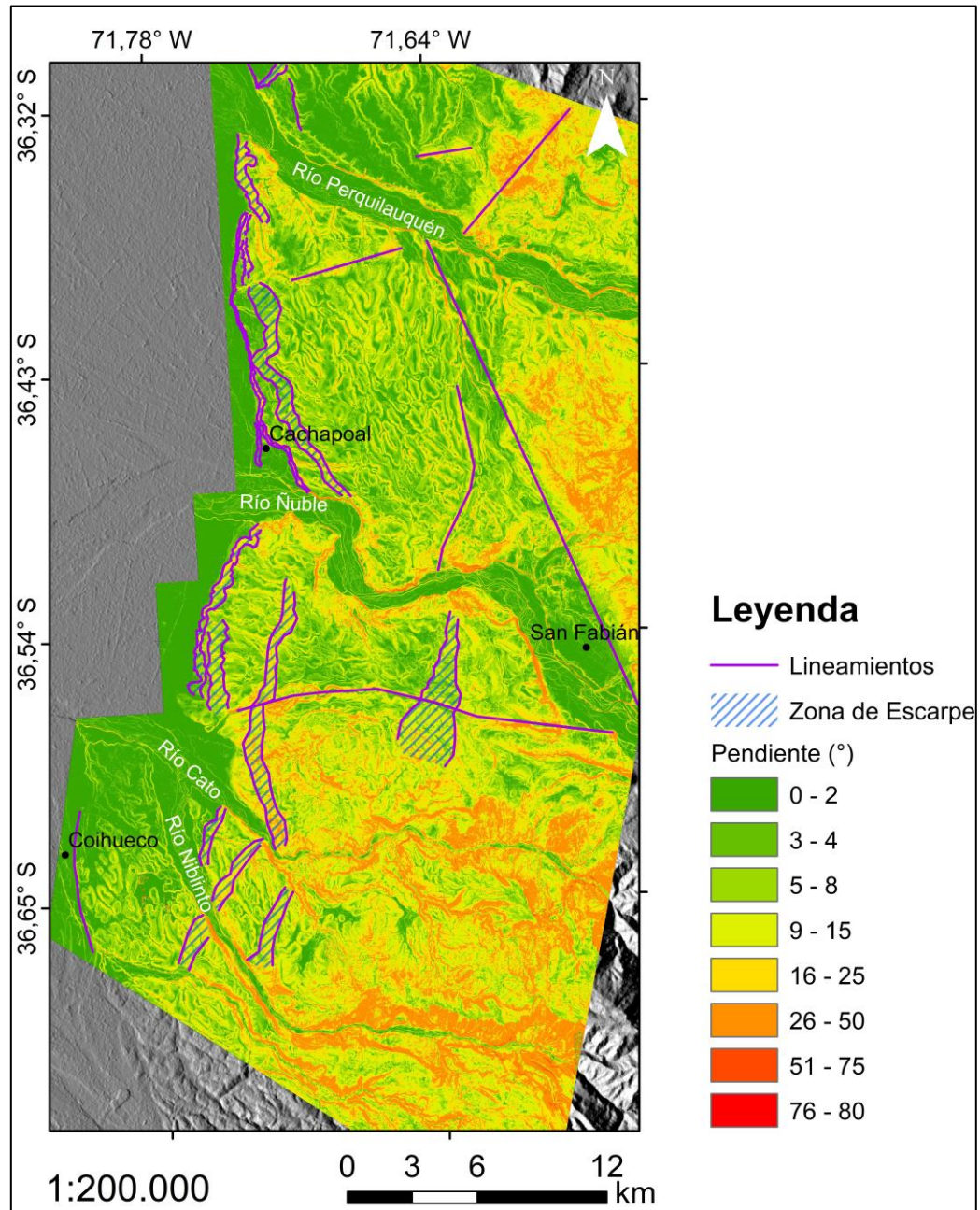


Figura 4.7. Mapa de pendientes. Se exponen también los lineamientos y las respectivas zonas de escarpe observadas según los diferentes valores de pendiente.

En la figura 4.8 se exponen los diferentes mapas de rugosidad obtenidos según cada ajuste del parámetro de número de celdas por cálculo. En las figuras 4.8. b, c y d (base de cálculo de 10x10, 20x20 y 50x50 celdas respectivamente), es posible observar una rugosidad intermedia en lo que es el valle central y el límite entre este y la precordillera donde a su vez destaca una delgada franja de alta rugosidad que se orienta siguiendo la forma del frente.

Luego, hacia el este, en lo que corresponde a las zonas de pendiente y elevación intermedia, se tiene un predominio de alta rugosidad “entrelazada” con valores bajos de rugosidad, interrumpido por franjas sub paralelas de orientación aproximada norte sur de rugosidad media, para finalmente, hacia el lado más oriental del mapa, observarse nuevamente mayor presencia de rugosidad intermedia, generalmente asociada a las zonas elevadas.

En general los valores de rugosidad baja se presentan en delgadas líneas bordeando drenajes y pendientes.

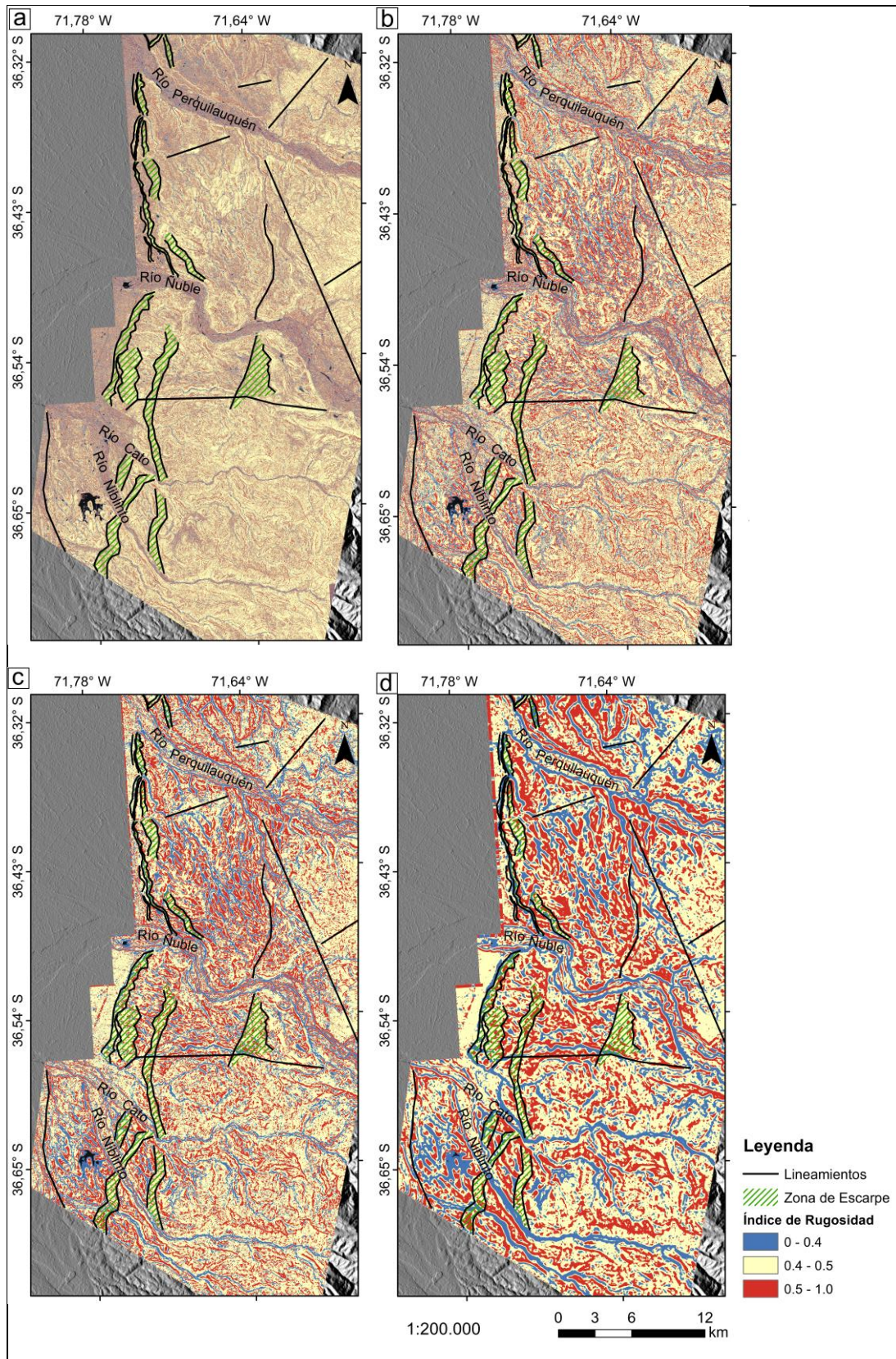


Figura 4.8. Mapas de rugosidad. Con las áreas de cálculo de a) 3x3, b)10x10, c)20x20 y d)50x50 celdas

4.2.2. Unidades geomorfológicas de primer orden

En esta sección, se presentan y describen los principales elementos geomorfológicos del área, en base a la observación y tratamiento del DTM 5 m. En general, esta aproximación permitió desarrollar un mapeo más detallado y realista del área de estudio. Lo anterior, debido a que se revelan claramente diferentes texturas, permitiendo destacar de mejor manera aquellos rasgos geomorfológicos de interés.

Las unidades geomorfológicas mapeadas exhiben una distribución muy similar a la observada según las imágenes satelitales. La principal diferencia radica en la zona sur del área, específicamente en la unidad Precordillera, cuya extensión norte sur es mayor en este mapeo (figura 4.12). De esta manera, la unidad Superficies Fluvioaluviales Recientes abarca aquellas regiones de elevaciones más bajas, y de escaso contraste de sombras, así como también de menores pendientes. Respecto al parámetro de rugosidad, en esta unidad se caracteriza por una coexistencia de valores deprimidos y elevados.

Por su parte, la unidad Superficies Fluvioaluviales Antiguas engloba áreas de elevaciones intermedia-bajas, con sombras que indican numerosas incisiones menores y divisorias de agua que expresan lomas suaves de pendientes medias, pero de alta rugosidad.

Por último, en relación a la Precordillera, lo que se mapeó fueron las zonas de mayores alturas y contrastes marcados de sombra, abarcando así las mayores pendientes, que, sin embargo, ostentan rugosidades medias.

4.2.3. Lineamientos

En términos generales, es posible agrupar los lineamientos hallados en dos grupos: en aquellos asociados a escarpes, paralelos al frente y en los que están ligados a incisiones y divisorias de agua. En lo que atañe al primer conjunto, hacia el extremo sur del área de estudio y según lo que muestra el relieve sombreado, se observa un lineamiento noroeste-suroeste que pasa por el sector de Coihueco, donde cambia a una orientación norte-sur y marca el contacto entre las unidades Superficies Fluvioaluviales Recientes (al oeste) y Antiguas (figura 4.10). Lo anterior, en el mapa de pendientes (figura 4.7), se aprecia con menor continuidad que en el relieve sombreado y está marcado por un paso de pendientes bajas a medio-bajas. De otro modo, en el mapa de rugosidad,

se refleja en una delgada franja curva, cóncava hacia el este, de baja rugosidad para los resultados de 50 x 50 y 20 x 20 celdas, mientras que es un contraste de valores elevados e intermedios en los mapas de rugosidad de 3 x 3 y 10 x 10 (figura 4.8).

Hacia el este del escarpe anterior, en la unidad de Superficies Fluvioaluviales Antiguas y en su límite con la Precordillera, se tiene la ocurrencia de tres zonas de escarpe sub paralelas y de orientación norte sur. Dos de ellas, con una continuidad que facilita seguir las por aproximadamente 20 km, hasta casi llegar al río Ñuble, lo cual es más evidente de notar en los mapas de relieve sombreado (figura 4.6) y de rugosidad (figura 4.8). En el segundo, se muestran en franjas de rugosidad intermedia, más explícitamente en los mapas expuestos en las figuras 4.8 c) y d). Ahora bien, si se observa este sector en el mapa de pendientes (figura 4.7), la morfología de las zonas de escarpe -aquí en bandas de media a alta pendiente entre áreas de media a baja pendiente- es muy similar, diferenciándose sobre todo en la orientación en el extremo sur del escarpe de más al oeste, donde toma un rumbo noreste-suroeste, y en la continuidad del mismo hacia el norte, observándose de forma más interrumpida.

Luego, en la zona centro este del mapa, al sur del río Ñuble, y construido en la unidad Superficies Fluvioaluviales Antiguas (figura 4.9), se observa el escarpe paralelo al frente más oriental del área de estudio. El alcance areal del rasgo en cuestión es considerable hacia el sur, disminuyendo en dirección al río Ñuble, y se aprecia de igual manera en los mapas de relieve sombreado, pendientes y rugosidad. En el primero (figura 4.6), se muestra como un sector ligeramente iluminado, con un incipiente pero notorio contraste de luz, no tan abrupto como en los escarpes anteriores, y con un aumento de elevación paulatino. En el mapa de pendientes (figura 4.7), similar a las zonas de escarpe de más al sur, pero menos marcado, se observa un área con ocurrencia más o menos densa de pendientes medias, rodeada de pendientes bajas, sobre todo hacia el oeste. Es necesario hacer mención de que aquí, la extensión de la zona de escarpe en cuestión, resultó mayor hacia el sur que en los mapas de relieve sombreado y rugosidad. Este último (figura 4.8), evidencia el escarpe de igual forma que lo hace con las zonas de escarpe hacia el sur oeste, con rugosidades intermedias antecedidas al oeste por rugosidades elevadas, estas últimas entretejidas con valores bajos.

Continuando con los lineamientos relacionados a incisiones y divisorias, el sector sur está marcado por un lineamiento este-oeste, que sigue la dirección de dos drenajes y tiene relación con el contacto entre las unidades Superficies Fluvioaluviales Antiguas y Precordillera (figura 4.12). En el relieve

sombreado se percibe la diferencia de contrastes de luz entre el norte y sur (donde abundan) de este lineamiento (figura 4.6), suponiendo así una evidencia para la distinción roca-depósito. Lo recién expuesto se confirma tanto en el mapa de pendientes -donde se tienen medias a elevadas pendientes al sur del lineamiento (figura 4.7)-, como en el mapa de rugosidad (figura 4.8), expresándose como una diferencia de combinación de rugosidades altas y bajas al norte, con intermedias (predominantes) y elevadas al sur.

El panorama hacia el norte del río Ñuble es algo diferente. Se tiene mayor abundancia de lineamientos del segundo tipo, según lo mencionado al comienzo de este apartado, hacia el este, donde lo que más destaca es un lineamiento rectilíneo noroeste-sureste de unos 20 km, que en su parte sur sigue la orientación del río Ñuble, continuando hacia el norte con el rumbo de la unidad Precordillera (Figura 4.12), para luego alinearse hacia el norte con el rumbo del valle de un afluente del río Perquilauquén. La manifestación de este rasgo para los respectivos mapas es coherente, con bordes iluminados en el relieve sombreado, que corresponden a los valles de los ríos en cuestión, además de notorios contrastes de luz y elevaciones sobresalientes en el sector donde se alinea la Precordillera. Luego, en el mapa de pendientes resalta una alta densidad de valores elevados, cuyo límite occidental sigue esta misma dirección (figura 4.7). Análogamente, en el mapa de rugosidad (figura 8), se concentran fuertemente valores intermedios, con escasa ocurrencia de altas rugosidades, donde su límite oeste con valores elevados y bajos en proporciones similares, se ordena según una orientación noroeste-sureste por cerca de 20 km.

Luego, “cortado” por este último rasgo, y con un rumbo aproximadamente perpendicular al él, se tiene un lineamiento rectilíneo relacionado con dos elementos geomorfológicos: al este con una divisoria de aguas, la cual a su vez concentra sobre 1500 ms.n.m. en su punto más elevado, y al oeste con el borde del valle del río Ñuble, involucrando de esta forma las unidades Precordillera y Superficies Fluviales Antiguas (figura 4.12). En el relieve sombreado, superpuesto al mapa de elevaciones (figura 4.6), resalta de forma significativa el lado este del lineamiento, tanto por las sombras como por los colores representativos de la topografía, mientras que, al oeste, las sombras delatan la forma de la ladera del valle. Lo observado en la figura 4.7 (mapa de pendientes), no permite concluir con claridad la presencia de este rasgo, únicamente destacando una fuerte pendiente asociada a la ladera del valle del Ñuble, lo cual, sin embargo, se ve compensado al analizar el mapa de rugosidad (figura 4.8), donde se distinguen en la parte oriental, prácticamente

siguiendo una línea recta noreste-suroeste, valores elevados entre abundantes intermedios y al oeste, una franja de rugosidades medias con esta misma orientación, en un contexto de predominancia de valores altos, medios y deprimidos en proporciones similares.

Continuando con el mismo grupo e inmediatamente al oeste del anterior, aparece en forma de incisión, un lineamiento norte-sur, cóncavo hacia el oeste, que en el relieve sombreado (figura 4.6) resalta por la definición en la que se muestra, observándose a su vez, otro de muy similares características, paralelo, y cercano a él (500 m). El primero se elonga por 13 km aproximadamente, mientras que el oriental posee unos 7 km de largo. El mapa de pendientes (figura 4.7) expone de forma clara aquel de mayor longitud, según una franja continua de pendientes medio-altas y con la misma forma y longitud. En el mapa de rugosidad (figura 4.8), por su parte, la presencia de este rasgo no es tan evidente, pero aparecen de forma más o menos continua y alineada, delgados manchones de valores bajos de rugosidad, indicando el fondo de la incisión.

En el sector norte, se tienen dos lineamientos, específicamente en la unidad Superficies Fluvioaluviales Antiguas (figura 4.12), ambos de orientación este noreste-oeste suroeste y que siguen cumbres menores. Uno de ellos, al norte del río Perquilauquén, tiene unos 2 km de largo, mientras que el otro, cruzando el drenaje al sur oeste del anterior, se elonga por 4.5 km. Estos cerros se aprecian más claramente en el mapa de pendientes (figura 4.7), en formas circulares con valores elevados, mientras que en el mapa de rugosidad (figura 4.8), algo menos notorio, pero similar a lo visto en los casos anteriores, con concentraciones de valores intermedios, coronados por valores elevados de rugosidad. Por otro lado, las sombras y elevaciones en el relieve sombreado (figura 4.6), dejan en evidencia estos pequeños cerros.

Al norte del Perquilauquén, en su sección media y en el sector montañoso, se observa un lineamiento noreste-suroeste de unos 9 km de largo, que se asocia a divisorias de agua de la misma cuenca. Según el relieve sombreado, corresponde a una topografía de elevaciones intermedias y escarpada, con contrastes luz/sombra bien marcados (figura 4.6). Por otro lado, las pendientes acusan este lineamiento de manera notoria en su porción sur, bien definido por pendientes medio-elevadas, mientras que hacia el norte se relaciona a una línea delgada de bajas pendientes que indican el filo de la divisoria misma. Complementariamente, el parámetro de rugosidad (figura 4.8), muestra con buena continuidad líneas de altos valores siguiendo este filo, rodeadas de rugosidades intermedias.

Por último, cumpliendo características similares a lo recién descrito, se observa un lineamiento nornoroeste-sursureste, que intercepta al lineamiento anterior (figura 4.12).

Retomando los escarpes de la sección norte, tal como en el sur, constituyen principalmente el límite entre las Superficies Fluvioaluviales Recientes y las Antiguas (figura 4.12) y exhiben, aunque en menor medida que en el sur, un patrón escalonado, reflejándose en los tres tipos de mapas analizados de la misma manera, vale decir, como franjas: iluminadas en el relieve sombreado (figura 4.6), de pendientes intermedias (figura 4.7) y de rugosidades medias, rodeadas de valores bajos y altos (figura 4.8). Merece particular interés la ocurrencia de escarpes en la unidad Superficies Fluvioaluviales Recientes (figura 4.11), especialmente en el sector de Cachapoal.

Cerca del lineamiento recién descrito, unos 800 m al sureste de él, se identificó un lineamiento de 1.3 km de longitud y rumbo noreste-suroeste, que cruza el río Perquilauquén (Figura 4.12).

4.2.4. Red de drenajes

El mapa expuesto en la figura 4.9 corresponde a la red de drenajes extraída automáticamente con las respectivas herramientas del software ArcGis. En él, se representan también los órdenes de Strahler (1952), pudiendo apreciarse 4. Notar que los órdenes resultantes del DTM ALOS PALSAR 12.5 m difieren del LiDAR 5 m notoriamente. Considerando únicamente aquellos resultados del DTM 5 m, se observa que los ríos Perquilauquén, Ñuble y Cato alcanzan el orden 4. Se tiene, por otro lado, que los drenajes de tercer orden se ven restringidos a las mitades superiores para los dos primeros, mientras que para el río Cato se muestran hasta el límite oeste del DTM, y de manera similar los de segundo orden. Por su parte, en el río Perquilauquén, la cantidad de afluentes de primer orden es abundante en el tramo previo a su llegada al Valle Central, así como también en el escarpe occidental, entre los ríos Ñuble y Cato.

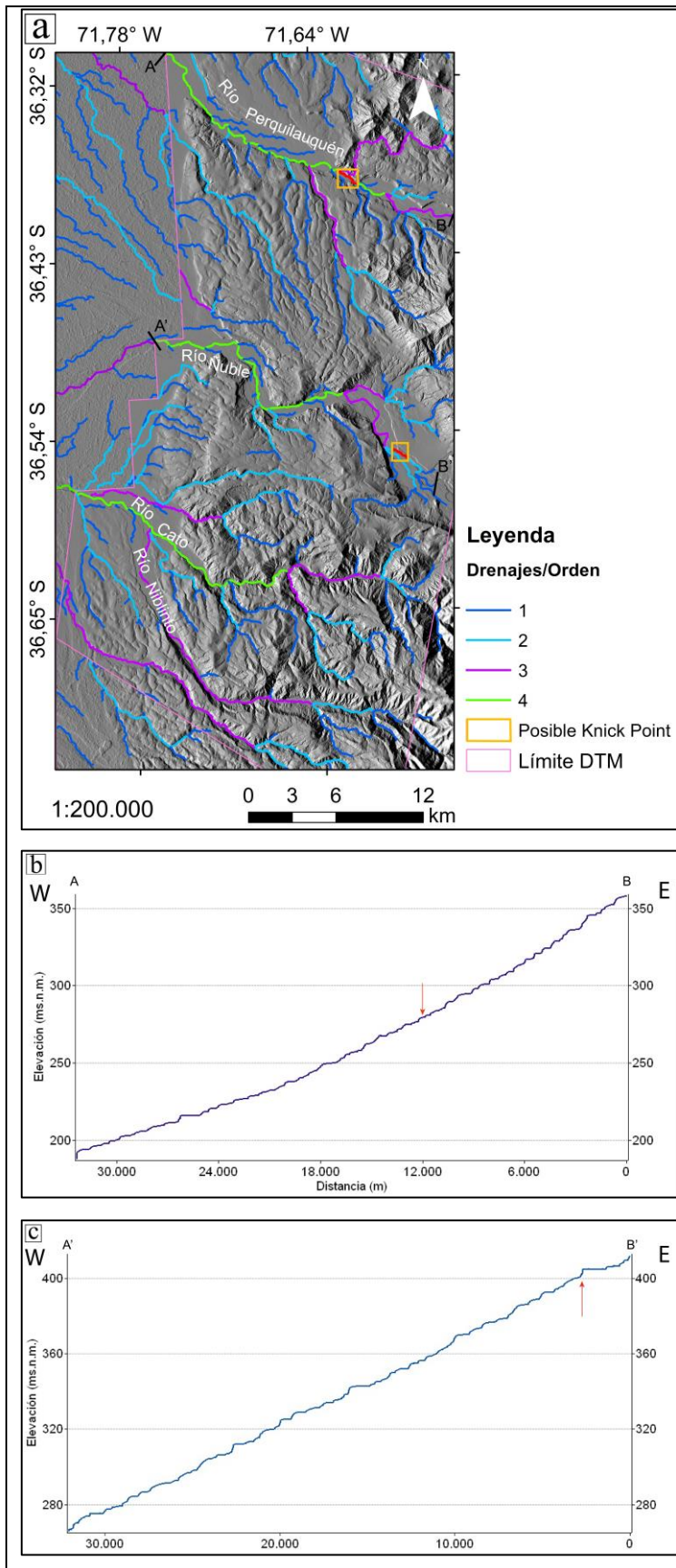
Analizando ahora las formas de la red de drenajes extraída, se puede hablar de un patrón dendrítico al sur, más notorio en las cuencas de los ríos Cato y Niblinto (figura 4.9), emplazados en lo que corresponde a la unidad Precodillera, y donde, además, esta alcanza su mayor extensión hacia el oeste (figura 4.11). En esta área, la red es espaciada a medianamente densa y se observan algunas terminaciones de arroyos en pinza. Por otra parte, la angularidad de los cauces principales aquí es media, con cambios no tan abruptos en el rumbo; observándose además ángulos de confluencia

medios a casi rectos en algunos sectores y finalmente no hay mayor creación de relieve (terrazas), siendo por tanto un sistema destructivo.

El río Ñuble en cambio, aunque muestra un patrón dendrítico no muy evidente, su densidad es espaciada y el cauce principal ostenta cambios bruscos en su dirección, es decir, una elevada angularidad, a lo que adicionalmente se suman ángulos de confluencia agudos y también terrazas de amplia extensión, implicando que corresponde a un sistema constructivo.

En el norte del área de estudio, el sistema de drenajes dominante es el río Perquilauquén, el cual se caracteriza por un patrón subparalelo, y asimétrico, ya que los drenajes de primer y segundo orden se concentran en el flanco norte del río. En comparación con las cuencas anteriores, exhibe una robusta densidad, con una angularidad baja y ángulos de confluencia agudos, con creación de terrazas fluviales en su valle principal, lo cual supone un sistema constructivo.

Lo siguiente a estudiar de la red de drenajes son los perfiles longitudinales de los ríos Perquilauquén y Ñuble, los cuales se exponen en las figuras 4.9 a) y b). En ellos, resulta evidente la forma escalonada abarcando la totalidad del recorrido de los drenajes en el área. Por ello, se llevó a cabo un análisis visual en detalle del lecho de los ríos, tanto en los mapas de relieve sombreado, pendientes y de rugosidad (figuras 4.6, 4.7 y 4.8, respectivamente) y se observaron anomalías topográficas en el curso medio del río Perquilauquén y en el sector de San Fabián en el río Ñuble, específicamente evidenciados en el relieve sombreado, según una suave línea de luz cruzando el lecho del río (figura 4.10) y en el SM, donde se ve claramente la diferencia de pendientes (4.11).



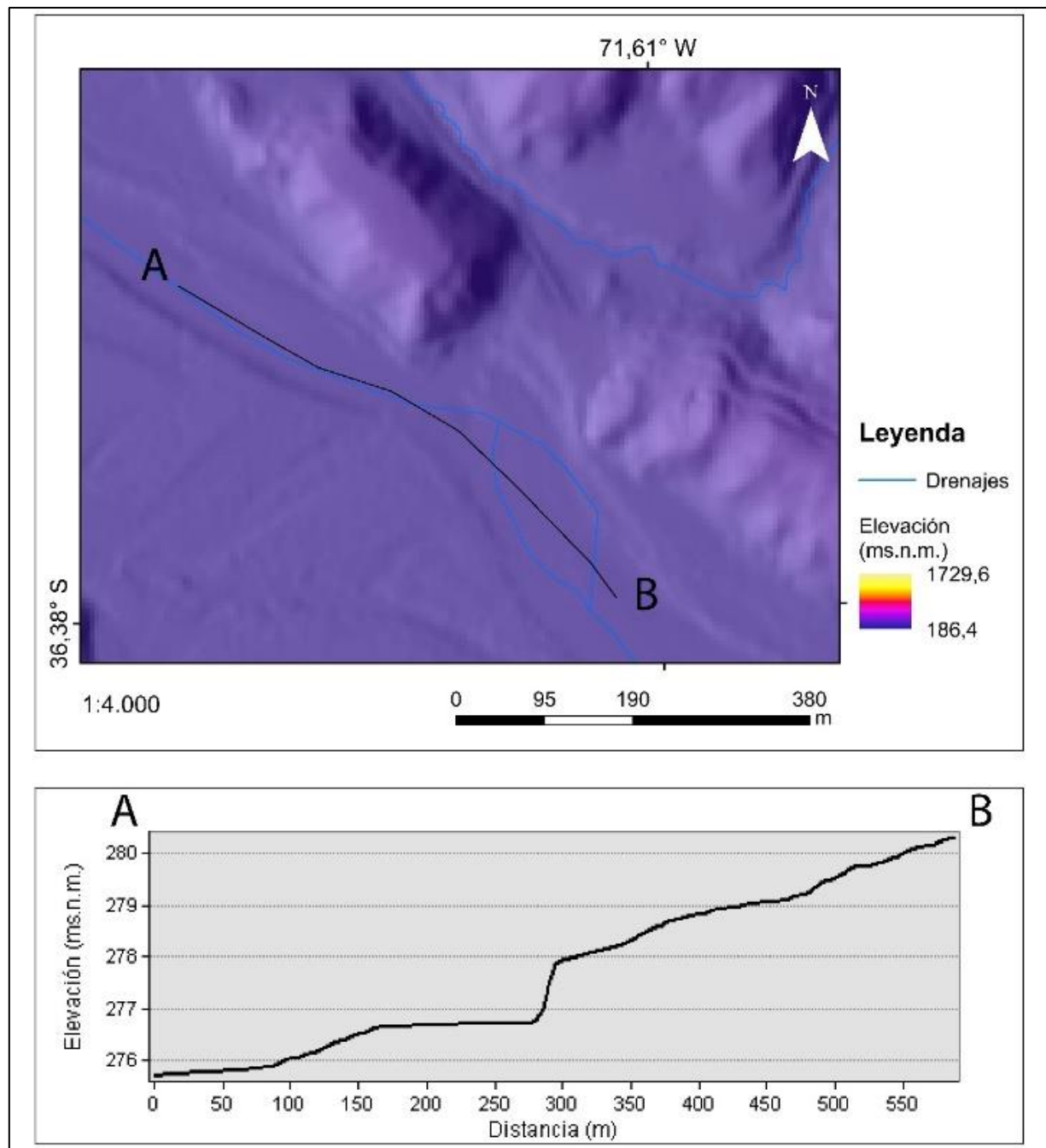


Figura 4.10. Acercamiento en el relieve sombreado al posible *knick point* del río Perquilauquén y su respectivo perfil topográfico.

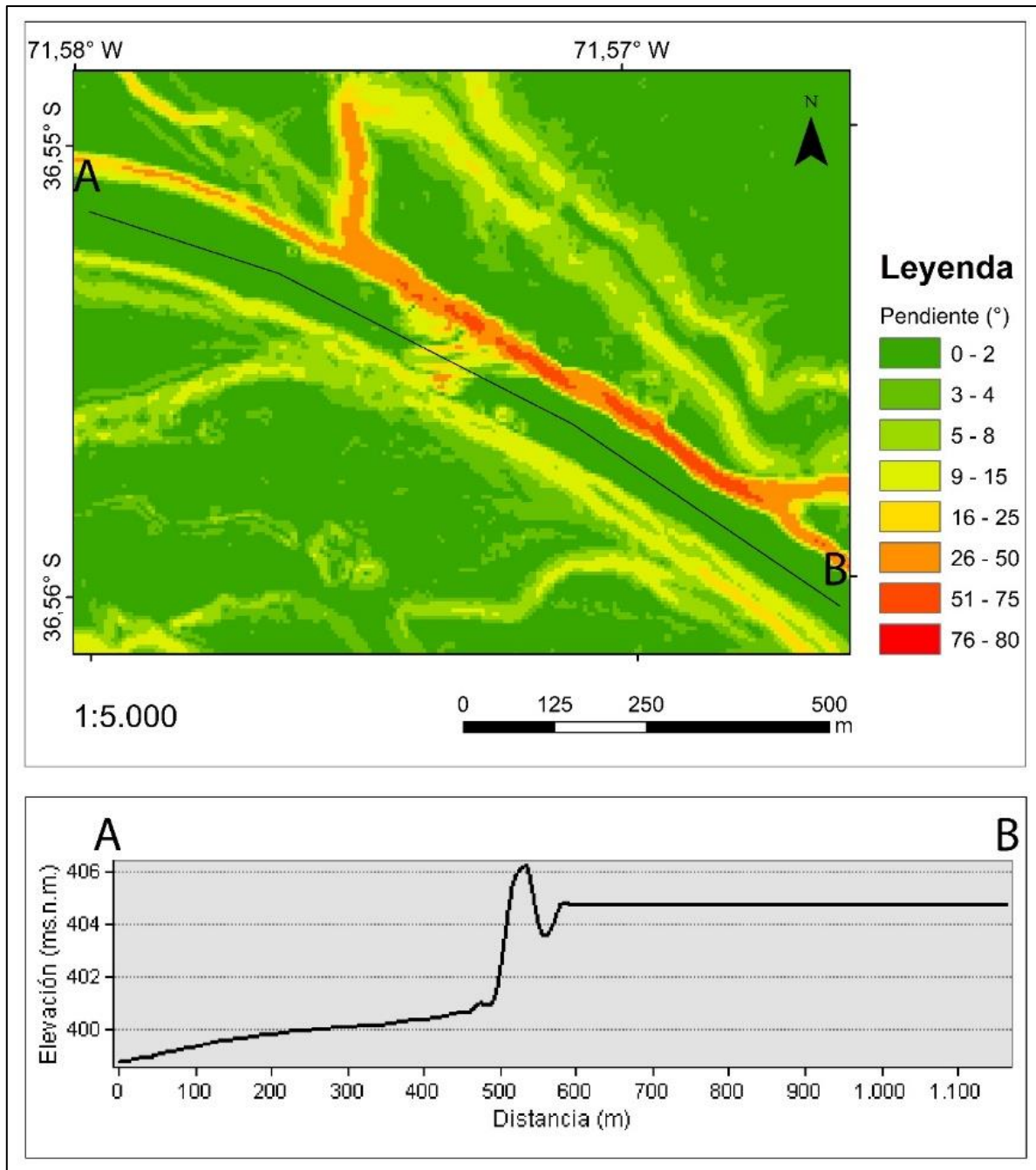


Figura 4.11. Acercamiento en el mapa de pendientes al posible *knick point* en el río Ñuble y su respectivo perfil topográfico.

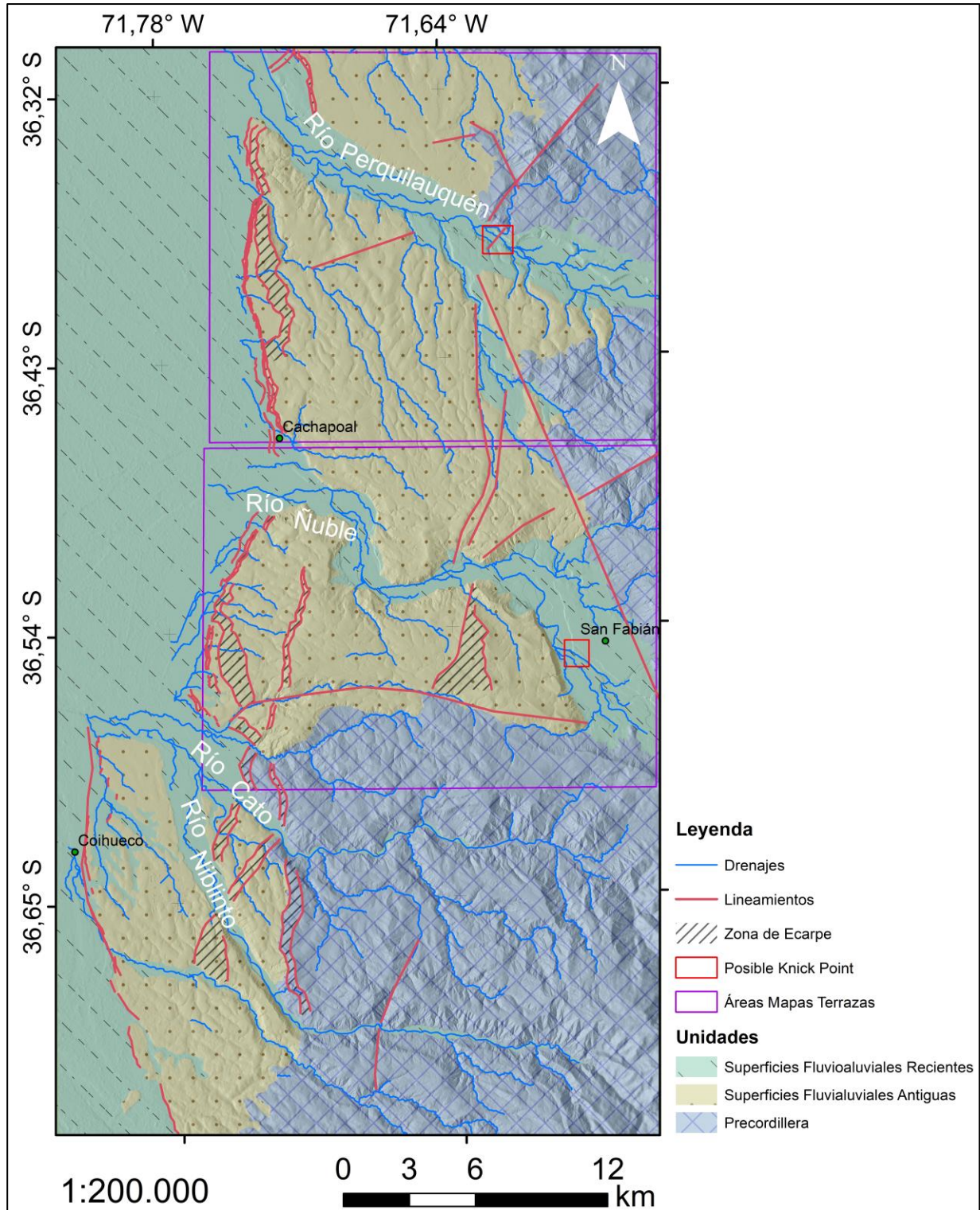


Figura 4.12. Mapa geológico y geomorfológico del área de estudio. La base de mapeo es el relieve sombreado, pero además incorpora la información aportada por el relieve sombreado y los mapas de rugosidad.

4.2.5. Terrazas fluvioaluviales

Para el río Perquilauquén, fue posible identificar seis superficies, donde cinco de ellas son terrazas fluviales (figura 4.13). La superficie q5 es la terraza más elevada. Está representada en el extremo oriental, en el flanco norte del valle y no tiene mucho más de 1000 m de ancho y 3 km de largo. Luego, q4 está presente principalmente en la mitad oeste del río y se asocia en la parte sur a un tributario de orientación nornoroeste-sursureste.

Por otra parte, q3 y q2 aparecen como pequeñas terrazas, mientras que q1 es la superficie más notoria, está presente a lo largo de todo el recorrido del río y en la mitad oeste, es donde alcanza mayor tamaño, donde exhibe un ancho de hasta poco más de 1500 m.

Finalmente, q0, la superficie de inundación actual, es acotada y no se encuentra presente en todo el trayecto del drenaje en el área de estudio, limitándose a no más de 750 m de ancho total.

En lo que respecta al río Ñuble (figura 4.14), se identificaron cuatro superficies. En primer lugar, q3 aparece de forma dispersa y en pequeñas superficies de no más de 1500 m de ancho. q2 es la superficie fluvio aluvial más ancha del río Ñuble, y aquella en donde se emplaza el pueblo de San Fabián de Alico, con 3 km de ancho en ese sector.

Luego, q1 se muestra en casi toda la extensión del recorrido del drenaje en el área de estudio y tiene un ancho de hasta unos 950 m. Finalmente, al igual que en el río Perquilauquén, q0 es acotada y no se extiende más allá de 1000 m del eje del río en su parte más ancha.

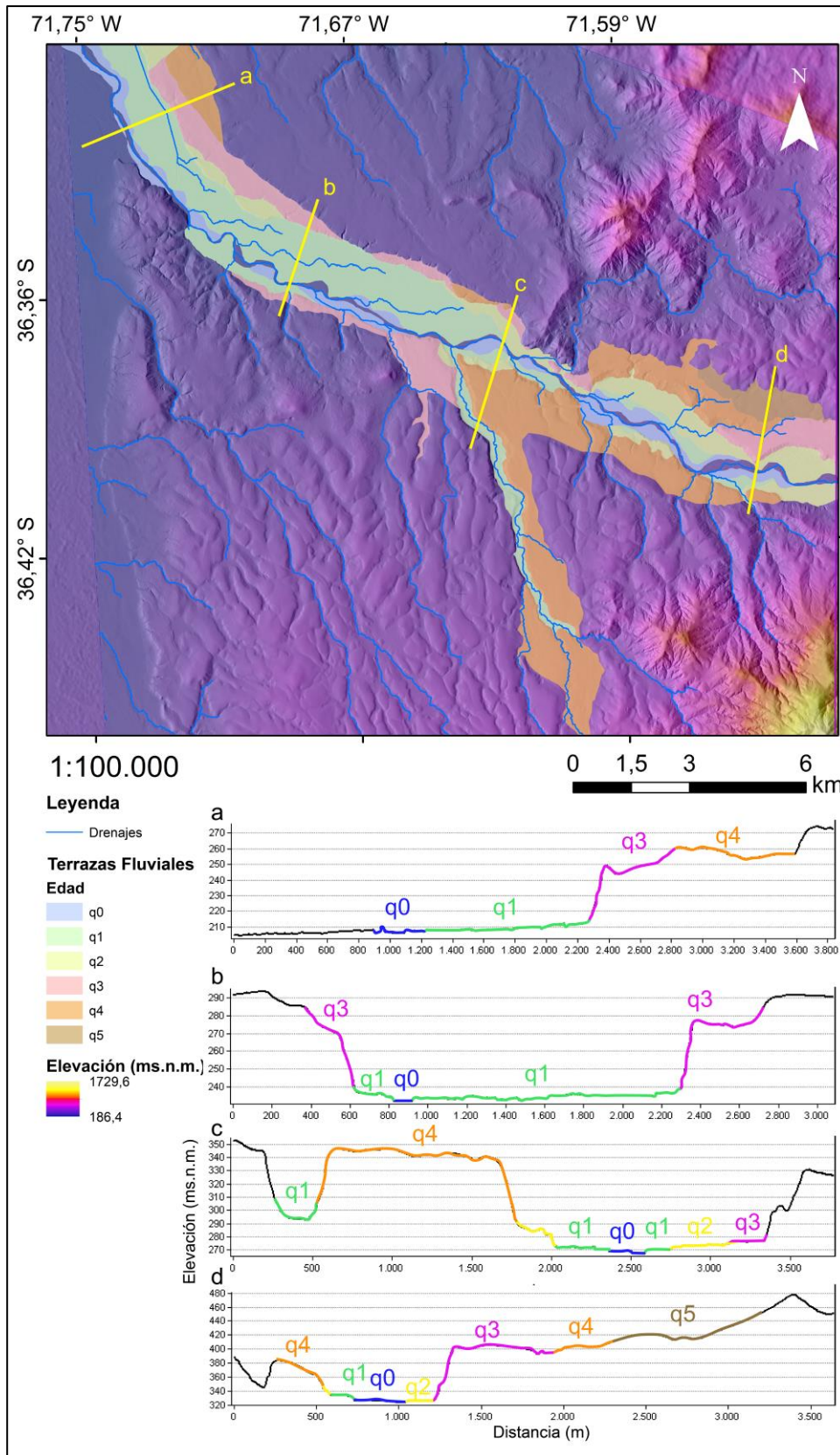


Figura 4.13. Terrazas fluvioaluviales del río Perquilauquén.

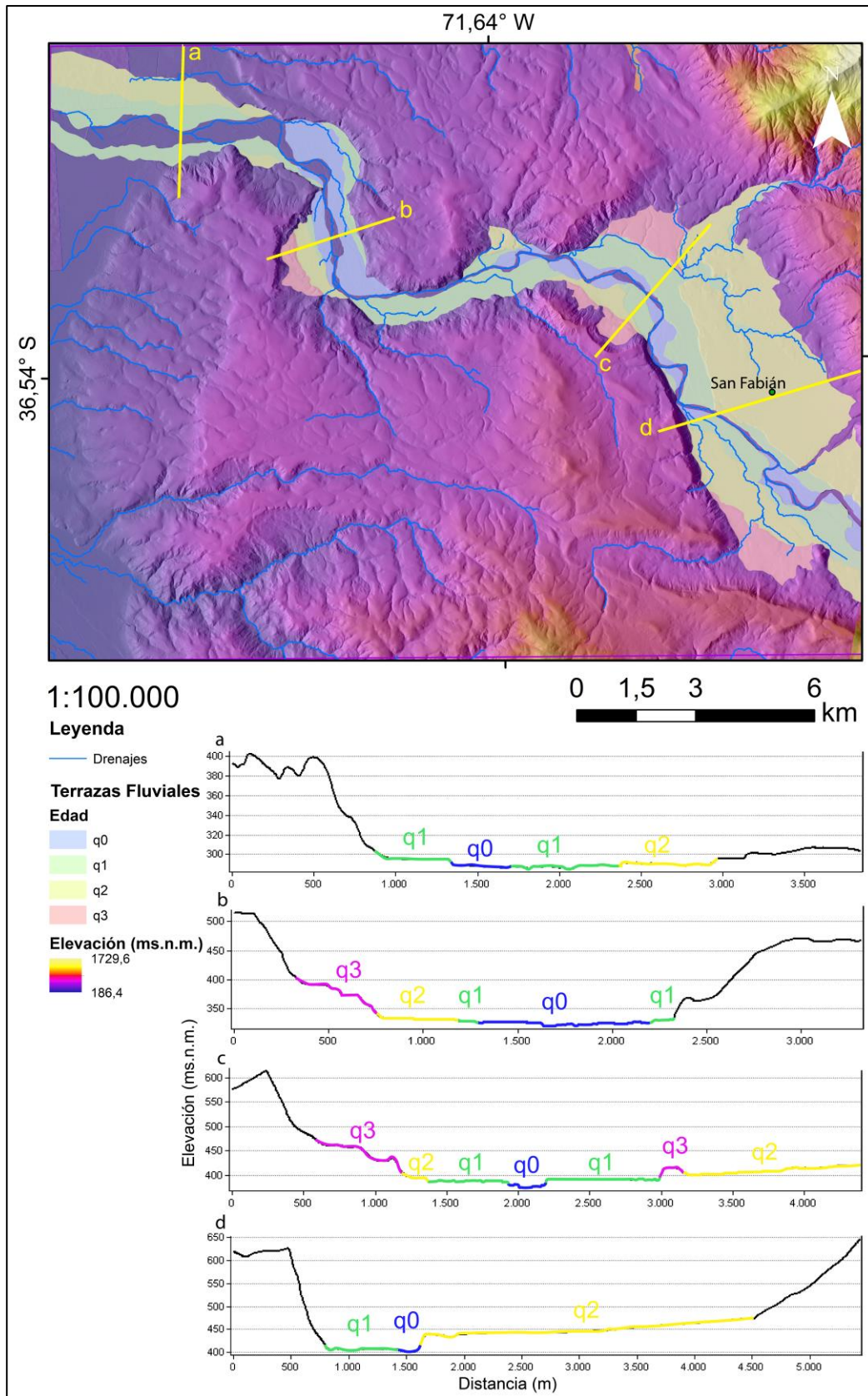


Figura 4.14. Terrazas fluvioaluviales del río Ñuble.

5. DISCUSIÓN

El presente capítulo considera dos aspectos fundamentales a discutir: como primera parte, las metodologías empleadas, y luego la geomorfología y geología del área de estudio.

5.1. Mapeo de imágenes satelitales Copernicus en Google Earth y mapeo en DTM

Lo primero a tratar aquí es la definición de los límites roca-cobertura y los diferentes tipos de ella, donde, por un lado, la utilización del software Google Earth posee la ventaja de la herramienta “vista 3D”, la cual permite verificar rápidamente los cambios de elevación y texturas observadas en la imagen satelital. Complementariamente, la herramienta para generar perfiles topográficos en esta plataforma, es sencilla de utilizar y con ella además existe la posibilidad de identificar puntos y tramos del perfil en el mapa, especificando, además, distancias y elevaciones, y con ello, marcar los cambios topográficos pertinentes asociados a la presencia de roca. Sin embargo, hay algunas limitaciones asociadas a las imágenes satelitales, particularmente referentes a la presencia de vegetación. La primera de ellas, es la existencia tanto de bosque nativo como plantaciones forestales, los cuales crean, en sectores, una falsa idea de altos topográficos, ya que en la práctica es frecuente que los sectores más escarpados sean aquellos con mayor presencia de estos tipos de flora. Por otra parte, la vegetación impide observar la textura del relieve, siendo esto último aquello que más influyó en el mapeo de las unidades geomorfológicas. De igual forma, este aspecto es un problema que afecta al detalle del mapeo, al ser difusos los límites entre texturas y cambios de elevación.

En contraparte, se tiene el empleo del DTM LiDAR 5 m, donde la observación de texturas es clara, distinguiéndose sin mayor dificultad la roca de la cobertura. Adicionalmente es posible tratar el modelo de elevación digital para obtener mapas de diferentes parámetros de interés, comprobando y complementando así las observaciones que se van generando. Luego, la alta resolución del DTM hace posible que resulte un nivel de detalle importante en el trazo de los polígonos correspondientes a las unidades geomorfológicas.

Sin embargo, un obstáculo menor en esta metodología es la exclusividad de acceso al DTM 5 m, donde hubo la necesidad de completar el área de estudio con un DTM 12.5 m ALOS PALSAR, lo

cual genera discontinuidad en el análisis y aumenta la cantidad de procesos a realizar en el software ArcGis. En el caso de la delimitación de la cobertura, lo recién mencionado no supuso mayor inconveniente, ya que las áreas a completar están en contextos donde es evidente su naturaleza.

Por lo que se refiere a los lineamientos y escarpes, el uso de Google Earth, precisamente la herramienta “Mostrar perfil de elevación”, implica una virtud considerable en lo que es el reconocimiento de estos rasgos, ya que implicó la localización de puntos de inflexión en la topografía de forma sincronizada, lo cual a su vez era posible ir verificando con la herramienta “vista 3D”.

Al igual que en el caso de la separación roca-cobertura, acá la vegetación juega en contra a la hora de establecer lineamientos, porque los rasgos lineares quedan ocluidos, o bien distorsionados. Por lo que se vuelve muy necesario recurrir a los perfiles topográficos. Otro factor que juega en contra, es la intervención antropogénica, particularmente de tipo rural, en donde se observan trabajos como canales de regadío, terrazas para el desarrollo de agricultura y construcción de infraestructura (vivienda y agropecuaria) y así como los distintos tipos de siembra y plantaciones forestales. Todo lo anterior tiene particular influencia en el mapeo de rasgos lineares, ya que son morfologías similares, que, en algunos casos, se pueden confundir con características geomorfológicas.

Comparando ahora con el mapeo de lineamientos según el DTM, al igual que con la diferenciación de roca/cobertura, la mayoría este tipo de formas son fácilmente reconocibles, tanto en el mapa de relieve sombreado (figura 4.6), como el de pendientes (figura 4.7) y el de rugosidad (figura 4.8), hallándose en general, bien definidos en los tres tipos de mapa. La mayor dificultad viene de la mano con la presencia de intervención humana en el terreno, y aquí este factor tiene más peso que respecto al uso de GE, ya que el DTM representa únicamente las formas de la superficie, generando especial conflicto los canales de regadío, terraplenes y terrazas elaboradas en el límite este del Valle Central. En este punto es donde se complementa con las imágenes satelitales, al ir comprobando y descartando visualmente aquellos rasgos lineares de origen antrópico.

Para el análisis de la red de drenajes, una posibilidad de ventaja del empleo de GE, es que existe seguridad de la actividad de los ríos mapeados, ya que la presencia de agua es observable en imágenes satelitales Copernicus y curiosamente para estos efectos y en este contexto, la presencia de vegetación viene a ser una ventaja, debido a que indica el paso de los drenajes más pequeños.

Así como en los párrafos anteriores, vuelve a ser un beneficio la modalidad de los perfiles topográficos de esta plataforma, ya que se pudo medir sin llevar a cabo muchos procesos, las principales alturas de las divisorias de agua y calcular así la incisión de los drenajes. Los grandes inconvenientes del uso de este software en el análisis de la red de drenajes, se relacionan con que muchos de los drenajes secundarios pasan desapercibidos, lo que perjudica particularmente la observación del patrón de las redes, y que los *knick points* son indetectables.

De las virtudes de DTM 5 m en el análisis de red de drenajes, la principal es la posibilidad de extraerla automáticamente, siendo mapeados de forma exacta los cauces de los ríos y sus afluentes. Aquí una ventaja también es que, mediante el ajuste de parámetros en procesos intermedios, es posible obtener una densidad de red tal, que quede bien expuesto el patrón de cada cuenca. Esto último a su vez, implica un obstáculo, debido a que se debe repetir el proceso de generación de red de drenajes cada vez, para obtener las distintas densidades y decidir así la más adecuada. Luego, en este aspecto también resulta una limitación el hecho que se deban completar sectores del área de estudio con el DEM ALOS PALSAR 12.5 m, por el motivo que al ser de diferente resolución que aquel predominante, los valores a ajustar en el proceso de generación de redes son distintos y por lo tanto también el resultado del mapa en aquellas áreas. Adicionalmente, cabe mencionar, que al estar en función de los órdenes de Strahler (1952), el mapeo de las líneas representativas de la red es seccionada haciendo necesario añadir el paso de unificarlas para así generar los perfiles respectivos.

Por último, constituye una desventaja la metodología de crear perfiles longitudinales de los ríos con el fin de encontrar *knick points*, pues los resultados exponen un patrón escalonado (figura 4.9) a lo largo de todo el recorrido, lo cual al revisarse en planta evidencia la nula existencia de sombras, pendientes o rugosidades que puedan significar *knick points*, siendo precisa la búsqueda visual y en detalle de los lechos de los ríos en cuestión.

En relación al mapeo de terrazas fluviales, nuevamente resultan herramientas positivamente evaluadas la sencillez en la utilización de perfiles topográficos, que ayuden a delimitar terrazas, así como la vista 3D para ir resolviendo dudas inmediatamente, siendo esta herramienta la de mayor utilidad en la definición de terrazas. Haciendo mención ahora, de las limitaciones experimentadas, se tienen así, como en los casos anteriores, la intervención antropogénica, que dificulta el seguimiento de los *risers* de las terrazas, además de cubrir superficies, provocando su omisión en

el mapeo. Luego, un detalle que dificulta en cierto modo esta parte del análisis, tiene que ver con la vista 3D. Al hacer acercamientos, esta vista se vuelve difícil de controlar, provocándose “saltos” espaciales que retrasan el proceso.

5.2. Interacción entre procesos endógenos y exógenos y su rol en la configuración del relieve local

5.2.1. Procesos fluvioaluviales

La distinción y caracterización de los elementos geomorfológicos del área de estudio, en el marco de los antecedentes para la misma, permiten señalar, primero, que los procesos fluvioaluviales son un factor de primer orden en el modelado geomorfológico local.

De esta manera, el origen de las unidades sobre las que se labran Superficies Antiguas y Recientes podría tener su explicación en la bibliografía. Así, de Langohr (1971), un estudio de suelos de la cuenca del río Itata, se desprende que las Superficies Fluvioaluviales Recientes incluyen:

- 1) Cantos rodados y gujarros sin meteorizar, muy permeable. A veces el suelo se compone de ceniza volcánica depositada por ríos, lo cual ocurre a lo largo de los ríos principales que cruzan el Valle Central;
- 2) Cantos rodados y gujarros o “toba”, ligeramente meteorizados en su parte superior. Genera una topografía plana o ligeramente ondulada.
- 3) Sedimentos lacustres estratificados, con topografías planas o depresiones de pocos metros de diferencia con los depósitos anteriores.
- 4) “Toba”, de extrema variabilidad de granulometrías, yendo desde arcilla a bloques de varios metros de diámetro y formas que van de muy angulares a completamente redondeados. Presentan además topografía plana. Se menciona en el mismo trabajo, que estudios anteriores suponen que corresponden a depósitos de flujos de barro. De acuerdo al estudio, en planta poseen forma de abanico, ubicados específicamente rodeando los ríos Ñuble, Chillán y Diguillín (estos últimos al sur de la presente área de estudio), con la cabecera en el límite Precordillera-Valle Central y abriéndose hacia el oeste. Cabe señalar además, que estos sedimentos se encuentran siempre asociados a suelos compuestos principalmente de ceniza volcánica (“trumao”).

Los sustratos descritos en lo que corresponde a parte de las Superficies Fluvioaluviales Antiguas, son depósitos de cantos rodados y guijarros fuertemente meteorizados que conforman un tipo de saprolito.

Finalmente, por las características de los depósitos, Langohr (1971) hipotetiza un origen glaciar para estos. Según el trabajo mencionado, un sustento importante de esa hipótesis es la ocurrencia de bloques erráticos de varios metros de diámetro, estriados con dirección aproximada este-oeste tanto dentro, como sobre de los sedimentos llamados “toba”. De acuerdo a esta postura, la forma de abanico de los depósitos en el Valle Central está dada por la morfología típica de un glaciar piedemonte al pasar de un área montañosa a una llanura. La morrena de fondo fue la que originó el sustrato “toba”, mientras que, durante la retirada de estos glaciares, la morrena de ablación facultó el depósito de cenizas provenientes del Complejo Volcánico Chillán.

Se habla además que, para el caso de las Superficies Fluvioaluviales Antiguas, los sedimentos mencionados se relacionan a un casquete glaciar, cuya zona de alimentación se ubicó en el límite Precordillera-Cordillera Principal.

En cuanto a el espesor de estas unidades, Langohr (1971), menciona solo el valor de la cobertura de cenizas en la Precordillera, el cual alcanza sobre 15 m en algunos sectores.

Respecto a la edad, el autor al que se hace referencia, concluye que los sedimentos se depositan en tiempos de la última glaciación, cuyo peak se encuentra alrededor de los 27 ka (Pleistoceno superior) para esta región (Clapperton, 1995).

Complementariamente, Gajardo (1981) confirma la génesis glaciar de los depósitos en el área de estudio, al menos para aquellos sobre los que se labran las Superficies Fluvioaluviales Antiguas, definiéndolos como Formación La Montaña (ver capítulo 2), y le asigna una edad Pleistoceno. Su disposición es en discordancia de erosión sobre rocas estratificadas e intrusivas, mesozoicas y cenozoicas y sobre sedimentos de lo que llama Formación Mininco (ver capítulo 2), la cual corresponde a los depósitos en los que están construidas las Superficies Fluvioaluviales Recientes y se le confiere una edad Pleistocena. Esta formación se compone de sedimentitas lagunares y fluviales: areniscas tobáceas, limolitas y conglomerados, con intercalaciones de arcillolitas y tobas. Ahora bien, para esta última unidad geomorfológica, hay que agregar los sedimentos de terrazas fluviales y de valles actuales, unidades representadas en el trabajo de Campo-Rojas (2010).

En complemento con la información expuesta, se tiene, como comunicación personal (Cortés-Aranda, J., 2022), el dato de una edad 14C para una terraza reciente en el sector de Cachapoal (área de estudio), de 36 ka.

5.2.2. Eventuales procesos tectónicos

En segundo lugar, se verificó que, en el área de estudio, ocurren, de manera significativa, escarpes y lineamientos. Estos podrían constituir la evidencia de la actividad de las estructuras responsables del alzamiento del frente andino en esta latitud. En este sentido, el mapa que se expone en la figura 5.1, muestra las fallas inferidas por Radic (2010), así como también las del CHAF. El primer grupo muestra escasa relación con los rasgos encontrados, y además no se condice con la orientación del frente ni la de los escarpes y lineamientos, con la excepción, tal vez, del lineamiento ubicado en el extremo noreste del área, donde las estructuras de Radic (2010), se disponen en una orientación similar (noreste-suroeste) al rasgo mencionado. Por su parte, en cambio, la posible falla mapeada por el CHAF, es coincidente en toda su extensión con la orientación del frente precordillerano, y particularmente, con la orientación de los lineamientos y escarpes del límite entre las unidades Superficies Fluvioaluviales Recientes y Antiguas, implicando un respaldo en la interpretación de estas morfologías como respuesta de la actividad de estructuras corticales.

En el trabajo de Riesner et al. (2017), se interpreta la geometría en profundidad de la faja corrida y plegada de los Andes Occidentales, para la latitud de Santiago. En dicha interpretación el extremo oeste del sistema está representado por la Falla San Ramón y es la única falla que alcanza la superficie, mientras que hacia el este se tienen cuatro fallas ciegas, enraizadas en un nivel de décollement ubicado a 12 km de profundidad. La figura 5.2 muestra un planteamiento similar para esta latitud, con algunas salvedades, siendo la primera la falta de información respecto a la falla más occidental, aunque igualmente se representa llegando a nivel superficial. Por otro lado, se emplea este tipo de geometría para explicar, hipotética y específicamente, la ocurrencia de los diferentes escarpes, no así la geología estructural a mayor escala y en profundidad.

Lo siguiente es el análisis de los posibles knick points identificados, en el sentido de su correlación con elementos lineares y estructuras mapeadas con anterioridad. Se tienen dos aproximaciones interesantes. La primera de ellas, en el sector norte del área de estudio, ligado a la falla más occidental planteada por Radic (2010), se tienen dos lineamientos de orientación similar a esta

estructura. Se encuentran a 1 km al este de la supuesta falla y uno de ellos atraviesa el lecho del río Perquilauquén incorporando un posible knick point. El segundo rasgo a notar es el knick point hallado en el río Ñuble, el cual se sitúa prácticamente en la traza de la falla inferida más oriental del trabajo de Radic (2010). Lo recién descrito puede implicar un origen estructural para los knick points de los ríos Perquilauquén y Ñuble.

Un último aspecto fundamental a tratar en este apartado, es la sismicidad instrumental (capítulo 2, figura 2.2), en la cual, a pesar de que en este estudio se interpreta evidencia de actividad neotectónica de fallas, no parece haber registro significativo. Una interpretación que compatibilice la presencia de estructuras y la ausencia de registro sísmico contundente, es que las rupturas corticales se produzcan en una escala de miles de años, y lógicamente a una escala de decenas de años, no se tengan mediciones al respecto. Otra postura al respecto es que la falta de registro sísmico sea un indicador de ausencia de estructuras y por lo tanto, los escarpes mapeados se deban fenómenos erosivos-depositacionales diferenciales, producto del contraste de competencias litológicas.

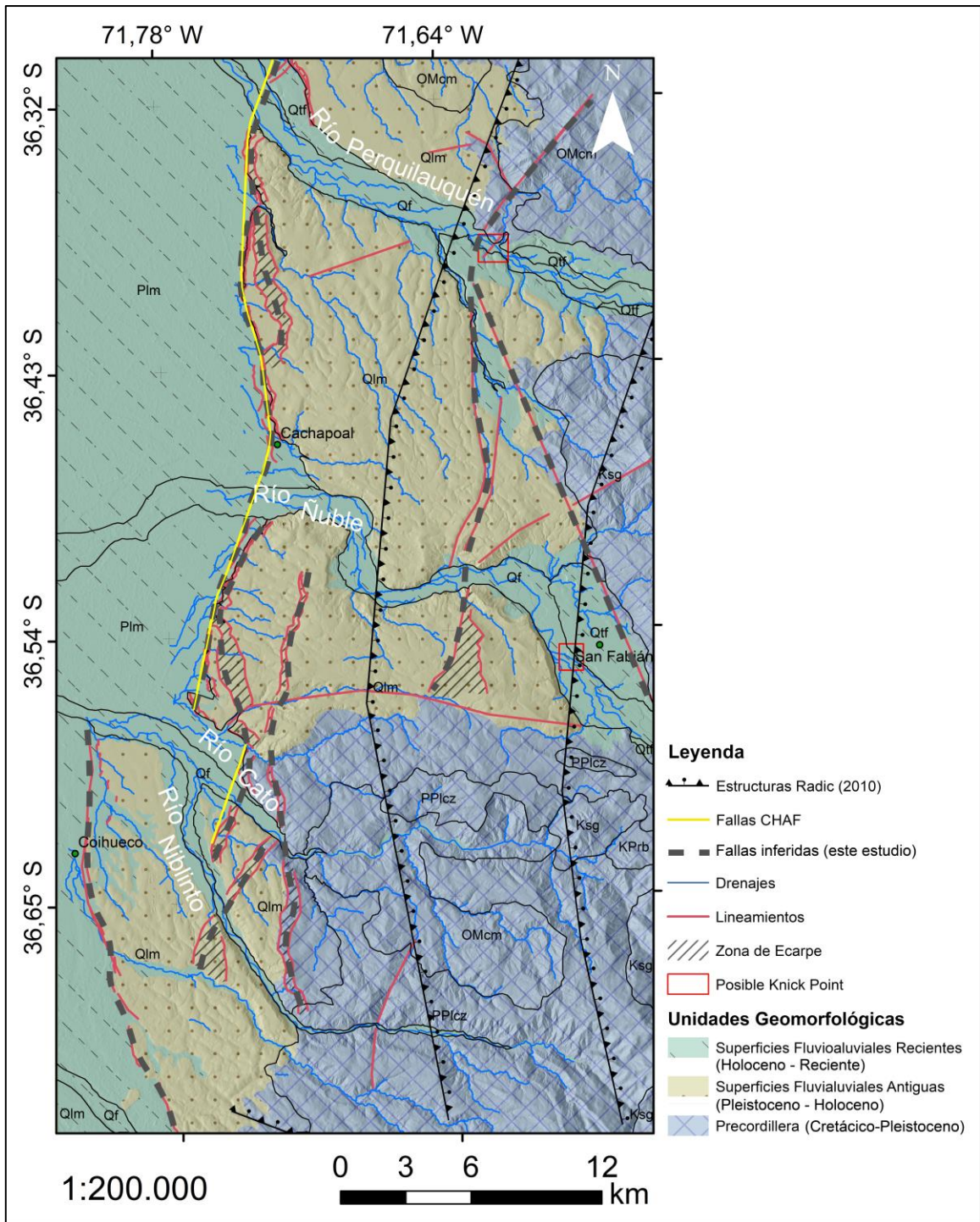


Figura 5.1. Mapa resumen. Incorpora algunos de los resultados más importantes y los contrasta con la información de la revisión bibliográfica. La geología de la revisión bibliográfica se muestra incolora y con sus respectivas abreviaturas: Ksg: Batolito Santa Gertrudis. KPrb: formación Río Blanco. OMcm: Formación Cura Mallín. PPlcz: Formación Cola de Zorro. Qlm: Formación La Montaña. Plm: Formación Mininco. Qlf: Depósitos de terrazas fluvioaluviales. Qf: depósitos fluvioaluviales en valles actuales. Las fallas invertidas inferidas corresponden a aquellas mapeadas en el trabajo de Radic (2010) y en amarillo se muestran las fallas del CHAF.

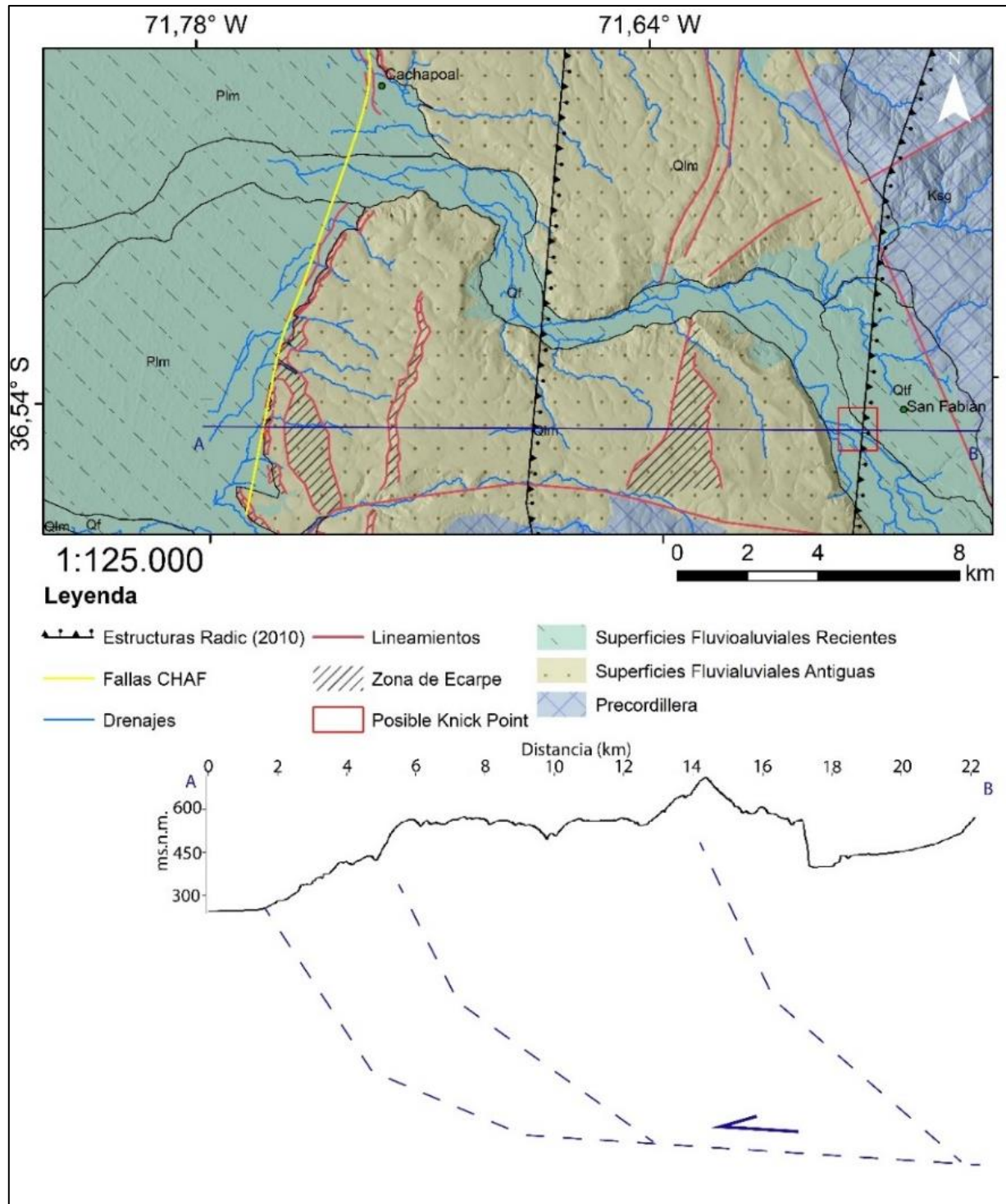


Figura 5.2. Mapa de acercamiento y esquema estructural. En el sector seleccionado, se observan con mayor claridad los diferentes escarpes definidos. En él se traza un perfil AB, según el cual se plantean posibles estructuras en profundidad, que permitan explicar la topografía observada. Siguiendo la idea de Riesner (2017), las fallas al este del frente, son ciegas. Al ser una representación esquemática, no se exponen los valores de profundidad.

5.2.3. Interacción entre procesos fluvioaluviales y tectónicos

La confluencia entre procesos fluvioaluviales y tectónicos es común en los frentes de montaña de orógenos activos. Por ejemplo, esta interacción opera en el antepaís de los Himalayas, donde de acuerdo a Gansser (1964), la presencia de depósitos de granulometría gruesa, con forma de abanico, deltaicos, reflejan la instauración abrupta de la orogenia principal del sur de los Himalayas (Plioceno superior y el Pleistoceno inferior, datado según fósiles de mamíferos), la cual es acomodada, de sur a norte (en dirección al bloque alzado), por: una zona de falla inversa de elevado manteo hacia el norte, y una zona de fallas de rumbo estrechamente espaciadas, limitadas por la Falla Límite Principal, limitando los Sub Himalayas de los Himalayas Inferiores.

Por otro lado, en la cuenca Central Ventura, Cordilleras Transversales, California, E.E.U.U., Rockwell (1988), obtiene tasas de desplazamiento y de basculamiento para la Falla San Cayetano, límite norte de la cuenca, a partir de mediciones en abanicos aluviales del Cuaternario tardío.

Otro caso a considerar es el de las Montañas Zagros, Irán, donde el plegamiento y alzamiento recientes es evidente en: valles fluviales profundos cortando anticlinales, bahías alzadas, la elevación de terrazas aluviales Cuaternarias y el alzamiento de canales en tiempos históricos. Aquí se tiene un contexto de cuenca de antepaís limitada por la *Mountain Front Fault*, la cual es límite específico a su vez de la Planicie Costera, que se encuentra cubierta de depósitos aluviales. La actividad de esta estructura es responsable del alzamiento del borde suroccidental de la Faja Corrida y Plegada Simple de los Zagros, generando terrazas asociadas al sistema de drenajes, que a su vez presenta importantes incisiones (Berberian 1995).

Siguiendo esta línea, es posible evidenciar que el FAO no es la excepción, y se encuentran, por ejemplo, los estudios de García et al. (2011), que indican que a los 19°S, el grado de incisión de los drenajes presentes es el resultado de la estrecha interacción del clima y la tectónica. Se tiene, por una parte, que impera un clima árido entre los 18 y 19°S, con precipitaciones de hasta 300 mm/año en la cordillera occidental (por actividad convectiva en el Amazonas durante el verano del hemisferio sur), y por otra, un clima hiperárido entre los 19.5 y 20.5°S, que provoca la ocurrencia de cuencas endorreicas. Se expone, además, que entre los 18 y 19°S, la morfología de los drenajes Lluta y Azapa responde al plegamiento Mioceno, particularmente asociada al anticlinal Oxaya.

Adicionalmente, entre los 26 a los 28°S, Muñoz-Farías et al. (2022), sobre la base de edades $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ en biotita de volcanitas intercaladas en depósitos aluviales y edades de exposición ^{21}Ne en clastos de cuarzo de planicies aluviales, determinaron la cronología de la evolución del Pediplano de Atacama. Concluyen así, que el Pediplano de Atacama no es un marcador general de un evento o período climático o tectónico, sino una paleosuperficie compuesta, originada por la vinculación de procesos endógenos y exógenos durante más de 17 Ma, específicamente, se habla de la variabilidad climática del Desierto de Atacama y su conjugación con el alzamiento Andino durante el Cenozoico tardío.

Por otro lado, Farías et al. (2008), a los 33-35°S, sobre la base de dos modelos de retroceso de knickpoint, plantean evolución geomorfológica del antearco entre los 33 y 35°S. En particular, estudian las cuencas de los ríos Aconcagua, Maipo, Cachapoal, Tinguiririca y Teno, y los peniplanos asociados. Respecto a esto último, las superficies del este de la Cordillera de la Costa y la Precordillera, pudieron haber correspondido a una misma superficie previo al alzamiento, para después mostrarse desfasadas por la actividad de la falla San Ramón-Pocuro. De ser así, esta falla produjo por lo menos hasta 1.1 km de alzamiento relativo en la Cordillera Principal en la latitud de Santiago, y 800-600 m a los 35°S. Utilizando marcadores de incisión, los autores concluyen velocidades de retroceso de knickpoint entre 10 y 40 mm/a para el segmento paleocosta-Precordillera, concluyéndose un retardo de respuesta erosiva al alzamiento de entre 5 y 10 Ma; lo que urge la necesidad de reevaluar metodologías de interpretación de alzamiento basadas en registro erosivo y sedimentario.

A manera de especulación, entonces, por la relativa correlación existente entre la distribución de unidades geomorfológicas identificadas, las fallas previamente documentadas, la distribución y configuración de los lineamientos y los respectivos escarpes, que la presente área de estudio, es un ejemplo más a lo largo del FAO, de actividad neotectónica de fallas corticales interactuando con procesos exógenos.

Finalmente, este estudio constituye evidencia sugerente de fallas probablemente activas, que podrían ser objeto de estudios específicos para abordar, entre otros aspectos, su nivel de actividad y potencial sismogénico.

6. CONCLUSIONES

En primer lugar, teniendo en cuenta las dos aproximaciones consideradas para estudiar la geomorfología del área de estudio, se puede concluir que la utilización de GE facilita el análisis topográfico a través de las herramientas “vista 3D” y perfil de elevación, que además son complementarias e interactivas entre sí. En particular, la modalidad de los perfiles topográficos generados en esta plataforma facilita especialmente la identificación de puntos de inflexión de las pendientes del terreno, favoreciendo la distinción roca/cobertura, el mapeo de lineamientos y escarpes, el mapeo de terrazas fluviales y la medición de parámetros de longitud e incisión de las redes de drenaje.

Así, al utilizarse imágenes satelitales Copernicus como base de mapeo, se encuentra dificultad cuando se trata de la vegetación: las texturas son obliteradas, obstaculizando el mapeo de unidades geomorfológicas, se crean distorsiones de la topografía y afecta negativamente el detalle del mapeo, dificultando también la identificación de lineamientos y escarpes. Este último aspecto se ve también entorpecido por las modificaciones antropogénicas al terreno. Finalmente, la presencia de knickpoints resulta indetectable con esta metodología.

Por otro lado, referente a la utilización del DTM LiDAR 5 m, se puede señalar que, permite una mejor distinción roca/cobertura, en la medida que se observan más nítidamente las diferentes texturas, así como también deja en evidencia los *risers* de las terrazas fluviales, proporcionando un mayor nivel de detalle de mapeo. La obtención de diferentes mapas de parámetros esclarecedores -vale decir, relieve sombreado, mapa de pendientes y mapa de rugosidad- de distintos aspectos geomorfológicos, a partir del DTM, se consolida como una importante virtud para el mapeo de lineamientos y escarpes. Otra ventaja es la posibilidad de extraer automáticamente y con precisión la red de drenajes, y con los ajustes adecuados, exponer más claramente el patrón de ella.

En cuanto a las desventajas, la primera es la exclusividad de acceso al DTM 5 m LiDAR, lo que genera discontinuidad en el análisis y aumenta el número de procesos a realizar. En segundo lugar, algunos rasgos topográficos antropogénicos pasan desapercibidos y deben ser descartados utilizando imágenes satelitales Copernicus. Tercero, la red de drenajes extraída se encuentra segmentada y debe ser unida para hacer posible la generación de perfiles longitudinales.

Respecto a la geomorfología de la zona de Cachapoal, se establecen las siguientes conclusiones: En el frente de montaña occidental entre los 36.30° y 36.75° S se distinguen tres unidades geomorfológicas, definidas aquí según su textura y topografía:

1) Precordillera. Se asocia a la topografía más elevada y textura más rugosa en el área de estudio, incluye los valores pendiente más altos y posee una rugosidad intermedia. Incluye el Batolito Santa Gertrudis, las formaciones Río Blanco, Cura Mallín, Cola de Zorro y La Montaña (Gajardo, 1981; Campo-Rojas, 2010).

2) Superficies Fluvioaluviales Antiguas. Representa una transición entre el Valle Central y la Cordillera, mostrándose con una topografía intermedia, pero aplanada, semejante a terrazas, con evidencia de depósitos fluvio aluviales y glaciares, alzados y retrabajados, exhibiendo una textura tipo enmallado, pero las disecciones no son abruptas, sino más bien suavizadas. Tiene pendientes intermedias y un índice de rugosidad intermedio.

3) Superficies Fluvialuviales Recientes, que es aquel que involucra las topografías más deprimidas, como el mismo Valle Central, los lechos de los drenajes activos actualmente y sus respectivos depósitos, incluyendo algunos de estos de tipo aterrizados. Se caracteriza por valores bajos de pendientes y una combinación de altos y bajos de rugosidad.

De los lineamientos mapeados, primeramente, se puede hablar de dos grupos: lineamientos asociados a escarpes y los asociados a divisorias de agua e incisiones. Los primeros se concentran en la unidad Fluvioaluviales Antiguas, paralelos al frente y entre sí, y en el límite con las Superficies Fluvialuviales Recientes. Son mayormente curvilíneos, los escarpes de más al este tienen alturas de varias decenas hasta sobre 100 metros y se distinguen entre 2 a 4 niveles. El segundo grupo corresponde a lineamientos rectilíneos, que se ubican preferentemente en el sector centro-oriental, y al noreste, en la Precordillera y cercanos al límite entre esta y las Superficies Fluvioaluviales Antiguas. Presentan mayor variedad de orientaciones, destacando uno de 20 km de extensión de orientación noroeste-suroeste.

Luego, se debe concluir que existe coherencia y complementariedad entre los resultados obtenidos con las metodologías aplicadas, específicamente entre los mapas de los diferentes parámetros a partir del DTM LiDAR, que apuntan de manera convergente la existencia de los rasgos mapeados. Respecto a la posible relación de los lineamientos con estructuras documentadas en estudios anteriores, se establece correspondencia con las fallas mapeadas por el CHAF, que coinciden con

los lineamientos más occidentales, paralelos al frente de montaña. Sin embargo, Las fallas mapeadas por Radic (2010), no muestran relación espacial directa con los rasgos identificados, excepto en el sector norte, donde parece seguir la orientación general de algunos lineamientos en ese sector.

Referente a la red de drenajes, esta se encuentra representada por los ríos Cato y Niblinto al sur, donde la red se caracteriza por largos de 37 y 32 km de largo respectivamente, incisiones de en promedio 3.2 km de ancho y hasta 760 m de profundidad para el primero, y 2 km de ancho y 670 m de profundidad para el segundo. Posee un patrón dendrítico, espaciado a medianamente denso y ángulos de confluencia medios a casi rectos.

El sector central es dominado por el río Ñuble, un drenaje de 40 km de largo en el área, hasta 6.4 km de ancho de valle y hasta 550 m de profundidad de incisión, marcado por terrazas fluviales, un patrón dendrítico, espaciado, con elevada angularidad de su cauce y ángulos de confluencia agudos.

Mientras tanto, en el norte la red de drenajes está dada por el río Perquilauquén, que tiene 28 km de largo en la zona, hasta 3.75 km de ancho y alcanza 640 m de incisión. Es propio de este drenaje la presencia de terrazas en su valle principal, un patrón subparalelo y asimétrico, de elevada densidad, angularidad baja y ángulos de confluencia agudos.

Continuando con los *knick points*, se encontraron en los lechos de los ríos Perquilauquén y Ñuble, el primero pudiendo relacionarse con lineamientos de orientación similar en el sector, y a su vez, con una de las fallas mapeadas por Radic (2010), que se dispone próxima hacia el oeste y con un rumbo semejante. El *knick point* del río Ñuble se encuentra en el sector de San Fabián y se sitúa además en la traza de la falla más oriental mapeada por Radic (2010).

El río Perquilauquén exhibe al menos cinco niveles de terrazas fluviales. q5, la más elevada, está limitada al noreste del valle, q4 se asocia a un afluente de rumbo nornoroeste-sursureste, en el flanco sur del valle, q3 y q2 son terrazas angostas subparalelas al cauce principal y q1 es la de mayor extensión. La superficie de inundación actual es acotada, no estando presente en todo el trayecto del drenaje.

El río Ñuble tiene tres niveles de terrazas. q3 aparece dispersa, en superficies de no más de 1500 m de ancho; mientras que q2 es la de mayor envergadura, con 3 km de ancho en San Fabián, q1 se dispone en franjas angostas a ambos lados del lecho del río y en casi durante todo su recorrido.

7. REFERENCIAS

- ANGERMANN, D.; KLOTZ, J. Y REIGBER, C. 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **171**: 329-334.
- ARANEDA, M.; AVENDAÑO, M. Y MERLO, C. 2000. Modelo gravimétrico de la cuenca de Santiago. Etapa III final. Congreso Geológico Chileno, N°9, Actas **2**: 404-408. Puerto Varas.
- BURNS, W.M. 2002. Tectonics of the Southern Andes from stratigraphic, thermochronologic, and geochemical perspectives. Ph.D. Thesis (Unpublished), Cornell University: 218 pp.
- BERBERIAN, M. 1995. Master “blind” thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*. Vol. **241**, (3-4): 193-224.
- CAMPO ROJAS, F. D. D. 2010. Tasas de transferencia sedimentaria en la cuenca del Río Ñuble: estimación basada en disequilibrios en la serie del Uranio-238. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología: 91 pp.
- CLAPPERTON, C. M. 1994. The quaternary glaciation of Chile: a review. *Revista Chilena de Historia Natural*. Vol. **67**, (4): 369-383.
- DIXON, H. J.; MURPHY, M. D.; SPARKS, S. J.; CHÁVEZ, R.; NARANJO, J. A.; DUNKLEY, P. N. Y PRINGLE, M. R. 1999. The geology of Nevados de Chillán volcano, Chile. *Revista geológica de Chile*. Vol. **26**, (2): 227-253.
- FALCON, E., CASTILLO, O. y VALENZUELA, M. 1970. Hidrogeología de la cuenca de Santiago. Instituto de Investigaciones Geológicas. Publicaciones especiales N°3.
- FARÍAS, M.; CHARRIER, R.; CARRETIER, S.; MARTINOD, J.; FOCK, A.; CAMPBELL, D.; CÁCERES, J. Y COMTE D. 2008. Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33° -35° S). *Tectonics*. Vol. **27**, (1).
- FERRARIS, F. 1981. Hoja de Los Ángeles-Angol, Región del Bío-Bío. Mapa escala 1:250.000. Instituto de Investigaciones Geológicas, Mapas Geológicos Preliminares **5**: 26 p.
- FOLGUERA, A.; ZAPATA, T. Y RAMOS, V.A. 2006. Late Cenozoic extension and the evolution of the Neuquén Andes. In Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat.). *Geological Society of America*, Special Paper. Vol. **407**, (12): 267-285.
- FRANZESE, J.R. 1995. El Complejo Piedra Santa (Neuquén, Argentina): parte de un cinturón metamórfico neopaleozoico del Gondwana suroccidental. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **22**, (2): 193-202.
- GAJARDO, A. 1981. Hoja Concepción-Chillán. Mapa escala 1:250.000. Instituto de Investigaciones Geológicas. Carta Geológica de Chile N°4, Preliminar.
- GANSSER, A. 1964. Geology of the Himalayas. Wiley InterScience: 289 pp. London.

- GARCÍA, M.; RIQUELME, R.; FARÍAS, M.; HÉRAIL, G.; Y CHARRIER, R. 2011. Late Miocene–Holocene canyon incision in the western Altiplano, northern Chile: tectonic or climatic forcing?. *Journal of the Geological Society*. Vol. **168**, (4): 1047-1060.
- GARDEWEG, M. 1980. Geología del área del Nevado de Longaví, VII Región del Maule, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología: 247 pp.
- GONZALEZ-FERRAN, O. 1994. Volcanes de Chile. Instituto Geográfico Militar: 640 pp.
- GONZÁLEZ, O. Y VERGARA, M. 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur. Universidad de Chile, Instituto de Geología, Publicación **24**: 119 p.
- JORDAN, T.; BURNS, M.; VEIGA, R.; PÁNGARO, F.; COPELAND, P.; KELLEY, S. Y MPODOZIS, C. 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*. Vol. **20**, (3): 308-324.
- LAMBIASE, J. 1990. A model for tectonic control of lacustrine stratigraphic sequences in continental rifts basins. Lacustrine basin exploration -case studies and modern analogs (Katz, B.J. editor). American Association of Petroleum Geologists. Memoir **50**: 265-276. Tulsa, Oklahoma.
- LANGOHR, R. 1971. The volcanic ash soils of the central valley of central Chile. I. Deposition and origin of the parent materials of trumao soils. *Pedologie*. Vol. **21**, (3): 259-293.
- MALDONADO, V.; CONTRERAS, M. Y MELNICK, D. 2021. A comprehensive database of active and potentially-active continental faults in Chile at 1: 25,000 scale. *Scientific data*. Vol. **8**, (20): 13 pp.
- MELNICK, D.; ROSENAU, M.; FOLGUERA, A. Y ECHTLER, H. 2006. Neogene tectonic evolution of the Neuquén Andes western flank (37°-39°S). In Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat) (Kay S.; Ramos V.; editors). *Geological Society of America*, Special Paper. Vol. **407**: 73-95.
- MUÑOZ, J. Y NIEMEYER, H. 1984. Hoja Laguna del Maule, Regiones del Maule y Biobío. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N°**64**: 98 p.
- MUÑOZ-FARÍAS, S.; RITTER, B.; DUNAI, T. J.; MORALES-LEAL, J.; CAMPOS, E.; SPIKINGS, R. Y RIQUELME, R. 2022. Geomorphological significance of the Atacama Pediplain as a marker for the climatic and tectonic evolution of the Andean forearc, between 26° to 28° S. *Geomorphology*. Vol. **420**: 108504 p.
- NIEMEYER, H. Y MUÑOZ, J. 1983. Hoja de La Laja, Región del Biobío. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N°**57**: 52 p.
- PESCE, A. 1981. Estratigrafía de las nacientes del río Neuquén y Nahuever, Provincia del Neuquén. Congreso Geológico Argentino N° 8, Actas **3**: 439-455. San Luis.

- RADIC, J. P. 2010. Las cuencas cenozoicas y su control en el volcanismo de los Complejos Nevados de Chillán y Copahue-Callaqui (Andes del Sur, 36-39 S). *Andean Geology*. Vol. **37**, (1): 220-246.
- RADIC, J.P.; ROJAS, L.; CARPINELLI, A. Y ZURITA, E. 2002. Evolución tectónica de la cuenca terciaria de Cura-Mallín, región cordillerana chileno argentina (36°30'-39°00'S). Congreso Geológico Argentino N°15, Actas **3**: 233-237. Calafate.
- RAULD PLOTT, R. A. 2011. Deformación cortical y peligro sísmico asociado a la falla San Ramón en el frente cordillerano de Santiago, Chile Central (33°S). Tesis para optar al Grado de Doctor en Ciencias mención Geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología: 265 pp.
- RIESNER, M.; LACASSIN, R.; SIMOES, M.; ARMIJO, R.; RAULD, R. Y VARGAS, G. 2017. Kinematics of the active west Andean fold-and-thrust belt (Central Chile): Structure and long-term shortening rate. *Tectonics*. Vol. **36**, (2): 287-303.
- ROCKWELL, T. 1988. Neotectonics of the San Cayetano fault, transverse ranges, California. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **100**, (4): 500-513.
- SUÁREZ, M. Y EMPARAN, C. 1995. The stratigraphy, geochronology and paleophysiography of a Miocene freshwater interarc basin, Southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **8**, (1): 17-31.
- SUÁREZ, M. Y EMPARAN, C. 1997. Hoja Curacautín, Regiones de la Araucanía y del Biobío. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N°71: 105 p.
- STRAHLER, A. N. 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **63**, (11): 1117-1142.
- ZANETTINI, J.; MÉNDEZ, V. Y ZAPPETTINI, E. 1987. El Mesozoico y Cenozoico sedimentario de la comarca de los Miches. Provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. **42**, (3-4): 338-348.
- ZANETTINI, J.; SANTAMARÍA, G.; Y LEANZA, H. 2001. Hoja de la Carta Geológica de la República Argentina E. 1: 250.000 num. 3772-II (Las Ovejas) Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Secretaría de Min-Secretaría de Minería, Argentina. Boletín N°263: 61p.